



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**Mineralizações Auríferas no *Greenstone Belt* Andorinhas,
Província Mineral de Carajás, Sudeste do Estado do Pará.**

TESE DE DOUTORADO N° 151

SEBASTIÃO RODRIGO CORTEZ DE SOUZA

Brasília, 19 de dezembro de 2018.



SEBASTIÃO RODRIGO CORTEZ DE SOUZA

**Mineralizações Auríferas no *Greenstone Belt* Andorinhas,
Província Mineral de Carajás, Sudeste do Estado do Pará.**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade de Brasília para obtenção do título de Doutor em Geologia.

Área de concentração: Prospecção e Geologia Econômica.

Orientador: Prof. Dr. Nilson francisquini
botelho

Coorientador: Prof. Dr. Elton Luiz
Dantas

Brasília-DF

2018.



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**Mineralizações Auríferas no *Greenstone Belt* Andorinhas,
Província Mineral de Carajás, Sudeste do Estado do Pará.**

SEBASTIÃO RODRIGO CORTEZ DE SOUZA

Orientador:

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho (IG-UnB)

Banca Examinadora:

Profa. Dra. Catarina Labouré Bemfica Toledo (IG-UnB)

Prof. Dr. José Carlos Frantz (UFRGS)

Dr. Evandro Luiz Klein (CPRM)

Brasília, 19 de dezembro de 2018.

FOLHA CARTOGRÁFICA

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

DEDICATÓRIA

*Este trabalho é dedicado a todos que me apoiam, e em especial à minha pequena Malu, luz de minha vida e motivo pelo qual eu tento sempre ser uma pessoa melhor.
A vocês, minha gratidão!*

AGRADECIMENTOS

- A Malu, minha querida filha, sobretudo nas extensivas ausências.
- A minha família que tem desde sempre me apoiado com dedicação e discernimento.
- Ao meu orientador e amigo Nilson Francisquini Botelho, pelas discussões, sugestões, confiança, empenho e, sobretudo, pela acolhida acadêmica.
- Ao meu coorientador, prof. Elton Luiz Dantas, que me auxiliou sobremaneira no trabalho de campo e integração dos dados laboratoriais de isótopos.
- Aos membros da banca de avaliação: Dra. Catarina Toledo (IG-UnB), Dr. José Carlos Frantz (UFRGS) e Dr. Evandro Klein (CPRM), que contribuíram com correções críticas e sugestões que em muito engrandeceram o conteúdo desta tese.
- Aos profs. Drs. Claudinei Oliveira, Valmir Sousa, Federico Cuadros, Adalene Silva, César Ferreira Filho (IG-UnB), além de Diego Ducart (Unicamp) que contribuíram com sugestões e críticas das mais construtivas.
- A todo pessoal técnico-administrativo e laboratorial do IG-UnB, principalmente o pessoal da secretaria do PPGIG, o grande amigo Ziba, além de todo o pessoal do laboratório de Microsonda Eletrônica e de Geocronologia do IG-UnB.
- A Reinarda Mineração pela permissão em usar dados do seu Projeto Andorinhas, cessão de testemunhos de sondagem, mapas e perfis geológicos e hospedagem. Gostaria de agradecer em especial Augusto Mol e Peter Doyle, bem como os colegas Wilson, Adriane, Natanael, Ezequiel, Valério, Ítalo, Ricardo, Wagner, Egessilvan, Gilson, Marcus, Andrew, Paulo e Alcimar.
- Aos graduandos Mateus e Camila, que se empenharam ao máximo no auxílio com os dados de petrografia e química mineral.
- A CAPES, pela concessão de bolsa de doutoramento pelo período de 2014 a 2015.
- Aos colegas profs. da UFC Campus Crateús: Sandro, André, Gianini, Kenedy, Tiany, Luísa, Janaína, Alan, Carlos David, Cândido, Ítalo, Rennan, Luiz Alberto, Márcio, Maria Elias e Lívio, dentre outros inúmeros!
- Aos meus queridos alunos da UFC Campus Crateús, os quais me deram total apoio e suportaram o meu mal humor nos últimos momentos pré-defesa.
- Aos meus diversos amigos espalhados pelo país afora..., em especial aos colegas de trabalho que há tempos não reencontro, esta tese foi em partes o motivo do sumiço!
- A todos que esqueci, minhas sinceras desculpas. Agradeço a vocês pela ajuda que me prestaram.

EPÍGRAFE

“A admiração é filha da ignorância, porque ninguém se admira senão das coisas que ignora, principalmente se são grandes; e mãe da ciência, porque admirados os homens das coisas que ignoram, inquirem e investigam as causas delas até as alcançar, e isto é o que se chama ciência.”

Padre Antônio Vieira

RESUMO

O *greenstone belt* Andorinhas está localizado na porção sudeste do Cráton Amazônico, norte do Brasil. É formado por rochas máficas, metassedimentares e metavulcânicas, apresentando várias ocorrências auríferas, com destaque para os depósitos de ouro Mamão e Lagoa Seca, ambos operados entre 2007 e 2015, tendo produzido cerca de 500 koz de ouro. O depósito Mamão está associado a veios de quartzo auríferos ricos em sulfetos, afetado por alteração hidrotermal compostas por zona distal (clorita), zona intermediária (carbonato), zona proximal (biotita) e zona de minério composta por veio de quartzo (ouro). O depósito Lagoa Seca está associado a uma forte disseminação de sulfetos contendo ouro e o seu zoneamento hidrotermal é dado por uma zona distal (propilítica), uma zona intermediária (silicificação), zona proximal (potássica) e zona de minério (sulfatação rica em ouro). Os diagramas tectônicos discriminantes para a área de Andorinhas mostram rochas de afinidades calci-alcalina derivadas de processos de subducção, representantes de antigos arcos continentais formados em ambientes de não-pluma mantélicas, provavelmente afetados por contaminação crustal. A geoquímica das rochas hospedeiras indicam adições maciças de K, Na, Ca e Si, confirmando a alteração potássica, cálcio-sódica e quartzosa durante o processo hidrotermal. Os padrões de ETR mostram pouco fracionamento no Mamão e fracionamento moderado a forte no depósito de Lagoa Seca, mostrando fraca interação durante o processo hidrotermal. Anomalias de európio não são frequentemente observadas em todo o perfil, sugerindo que os ETR sofreram pouca modificação durante o evento hidrotermal. A relação La/Sm é baixa em todo o perfil, indicando que esses elementos apresentam padrões enriquecidos em ETRL e padrões empobrecidos em ETRP. No depósito Mamão, as cloritas foram classificadas como ripidolita e brungsvita, micas são do tipo anita, anfibólios são cálcicos com composições de Fe-Mg-hornblenda e actinolita, o sulfeto principalmente é a pirita acompanhada por traços de calcopirita-pirrotita-cobaltita-esfalerita, o ouro é classificado como electrum e ocorre como grãos livres na ganga ou como inclusões na pirita. No depósito Lagoa Seca as cloritas são classificadas como brungsvita, as micas são do tipo flogopita, os anfibólios são cálcico e exibem composições do tipo actinolita-tremolita a Mg-hornblenda, os sulfetos são pirita-calcopirita-galena-pirrotita-milerita, e o ouro é encontrado como inclusões na pirita/calcopirita, classificado como electrum. As temperaturas hidrotermais foram calculadas usando o geotermômetro de clorita e indicaram variação de 260°C a 341°C para o depósito Mamão e de 269°C a 353°C para o depósito Lagoa Seca. O geobarômetro da biotita foi utilizado apenas no depósito Mamão e retornou pressões entre 1,12 a 1,34 kbar para a formação das zonas mineralizadas. Isótopos de carbono retornaram valores de -4,95 a -3,54 ‰ no depósito Mamão e de -6,36 ‰ no depósito Lagoa Seca. Isótopos de oxigênio mostram valores de +8,60 a +10,77

‰ para o depósito Mamão e +8,12 ‰ para o depósito Lagoa Seca. Valores de TDM para as rochas do depósito Mamão variam de 2,70 a 3,32 Ga com ϵNd (3,0) entre +0,11 e +4,25. Valores de TDM para as rochas do depósito Lagoa Seca retornaram valores de 2,92 a 3,04 Ga e ϵNd (3,0) entre +1,32 a +2,76 para as rochas metaultramáficas; TDM entre 2.78-2.92 Ga e ϵNd (3,0) entre +2.18 a +2.75 para rochas metassedimentares e TDM variando de 2.79-2.83 Ga com ϵNd de +3.52 a +4.39 para as rochas metavulcânicas ácidas. As rochas metamáficas do depósito Mamão mostrou idade isocrônica Sm-Nd de 2952 ± 14 Ma e as piritas finas, que acompanham a mineralização aurífera principal, indicaram idades Pb-Pb de 2971 ± 95 Ma, que dentro do erro analítico, colocam tanto as rochas encaixantes como a mineralização aurífera pertencentes ao período Mesoarqueano. Uma mineralização secundária foi reconhecida através da datação Sm-Nd em piritas grossas, tardias, que indicaram idades de 2446 ± 35 Ma. As rochas metavulcânicas ácidas hospedeiras do depósito Lagoa Seca produziram uma idade Sm-Nd de 2867 ± 40 Ma. De acordo com as microanálises realizadas por EPMA em piritas mineralizadas dos dois depósitos, o tipo de alteração hidrotermal, a estruturação observada nas zonas de minério e características geoquímicas sugerem que os dois depósitos podem ser classificados como depósitos de ouro do tipo orogênico, com fluido hidrotermal originado por processos metamórficos, acompanhado de uma possível contribuição magmática, provavelmente gerada durante a evolução da granitogênese TTG dominante presente na área.

Palavras-chave: Depósitos de Ouro Orogênico; Mesoarqueano do Cráton Amazônico; Alteração Hidrotermal; Química Mineral; Geologia Isotópica.

ABSTRACT

Andorinhas *greenstone* belt is located at eastern portion of the Amazonian Craton, northern Brazil. It is hosted by mafic, clastic metasedimentary and metavolcanic rocks and presents several gold occurrences highlighting Mamão and Lagoa Seca gold deposit, both operated between 2007 to 2015 returning about 500 koz gold. Mamão deposit is associated with gold sulfides-rich quartz veins, showing hydrothermal alteration composed by distal zone (chlorite), intermediate zone (carbonate), proximal zone (biotite) and orebody quartz vein-hosted (gold). Lagoa Seca deposit is associated with disseminated sulphide gold-bearing, according hydrothermal altered zoning given by a distal zone (propylitic), an intermediate zone (silicification), proximal zone (potassic) and ore zone (gold-rich sulphidation). The tectonic discriminant diagrams show a calci-alkaline affinity and classify the Andorinhas rocks as being derived from subduction processes, representatives of ancient continental arcs formed in mantellic no-plume environments, probable affected for crustal contamination. The geochemistry of the host rocks indicates massive additions of K, Na, Ca and Si confirming potassic, calcic-sodic and silica alteration during the hydrothermal process. REE patterns show little fractionation at Mamão and moderate to strong fractionation at Lagoa Seca deposit, showing weak interaction during hydrothermal process. Europium anomalies are not frequently observed throughout the profile, suggesting that REE had slight modification during the hydrothermal event. The La/Sm ratio is low throughout the profile, indicating these elements present enriched LREE and depleted HREE patterns. In the Mamão deposit chlorites were classified as ripidolite and brungsvite, micas show annite composition, amphiboles are calcic-rich with Mg-hornblende and Fe-hornblende to actinolite compositions, sulphidation are mainly pyrite accompanied by traces of chalcopyrite-pyrrhotite-cobaltite-sphalerite and gold is electrum-type occurring as free grains in the gangue mass or as inclusions in pyrite. In the Lagoa Seca deposit chlorites are classified as brungsvite, micas show phlogopite composition, amphiboles are calcic-rich displaying actinolite-tremolite and Mg-hornblende compositions, the sulfides are pyrite-chalcopyrite-galena-pyrrhotite-millerite and gold is found as inclusions in pyrite/chalcopyrite and are classified as electrum. Temperatures calculated using chlorite's geothermometer indicated 260°C to 341°C to Mamão deposit and 269°C to 353°C to Lagoa Seca deposit. Biotite geobarometer returned pressures between 1.12 to 1.34 kbar for the hydrothermal zones of the Mamão deposit. The carbon isotope returned values of -4.95 to -3.54‰ at Mamão deposit and -6.36‰ at Lagoa Seca deposit. Oxygen isotope yielded +8.60 to +10.77‰ at Mamão deposit and +8.12‰ at Lagoa Seca deposit. TDM calculated to metavolcanics at Mamão deposit yielded values of 2.70 to 3.32 Ga with ϵ_{Nd} (3.0) varying between +0.11 to +4.25. TDM

calculated to Lagoa Seca deposit returned 2.92-3.04 Ga and $\epsilon\text{Nd} (3,0)$ +1.32 to +2.76 to metaultramafic, TDM 2.78-2.92 Ga and $\epsilon\text{Nd} (3,0)$ +2.18 to +2.75 to metasedimentary and TDM 2.79-2.83 Ga with ϵNd +3.52 to +4.39 to metadacite. Mamão deposit reported Sm–Nd isochron of 2952 ± 14 Ma and main fine-grained pyrite age dating of 2971 ± 95 Ma (Pb-Pb) indicating a Mesoarchean age for these rocks/ores, with a secondary mineralized event reporting 2446 ± 35 Ma. Sm–Nd isochron at acid metavolcanics of the Lagoa Seca produced age of 2867 ± 40 Ma indicating a Mesoarchean age for these host rocks. According microanalysis carried out at mineralized pyrite of the two deposits, the hydrothermal alteration type, the structuring observed in the ore zones and geochemical characteristics suggest that the two deposits could be classified as orogenic deposit with hydrothermal fluid originated by a metamorphic process accompanied by a possible magmatic contribution, probably generated during the dominant TTG evolution present in the area.

Keywords: Orogenic Gold Deposit; Mesoarchean of Amazonian Craton; Hydrothermal Alteration; Mineral Chemistry; Isotopic Geology.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	v
AGRADECIMENTOS.....	vi
EPÍGRAFE.....	vii
RESUMO.....	viii
ABSTRACT.....	x
1. INTRODUÇÃO	11
1.1. Justificativas e Objetivos da Tese	12
1.2. Localização e Acessos.....	15
1.3. Justificativa e Fundamentação Teórica Sobre o Tema.....	16
1.3.1. <i>Greenstone Belts</i>	16
1.3.2. Aspectos Metalogenéticos dos Terrenos <i>Greenstone Belts</i>	21
1.3.3. Província Mineral de Carajás	22
1.4. Histórico Produtivo da Área do <i>Greenstone Belt</i> Andorinhas	22
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	25
2.1. O Cráton Amazônico.....	25
2.2. O Domínio Rio Maria	27
2.3. Geologia, Geocronologia e Evolução Crustal do <i>Greenstone Belt</i> Andorinhas	30
2.3.1. As Sequências " <i>Greenstone Belts</i> "	30
2.3.1.1. Grupo Babaçu.....	31
2.3.1.2. Grupo Lagoa Seca	33
2.3.2. Granitóides e Ortognaisses TTG	35
2.3.2.1. Tonalito Arco Verde.....	35
2.3.2.2. Granodiorito Rio Maria	36
2.3.3. Grupo Gemaque	37
2.3.3.1. Formação São Roque	38
2.3.3.2. Formação Cachoeirinha.....	38
2.3.4. Suíte Intrusiva Jamon	38
2.3.5. Grupo Baixo Araguaia	40
2.3.5.1. Formação Couto Magalhães.....	40
2.4. Geocronologia e Evolução Crustal do Domínio Rio Maria	42
3. MÉTODOS ANALÍTICOS.....	46
3.1. Petrografia e Química mineral	46
3.2. Litogeoquímica.....	46
3.3. Isótopos de Sm-Nd.....	47
3.4. Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio.....	48

3.5. Espectroscopia de Reflectância	48
4. GEOFÍSICA E GEOLOGIA ESTRUTURAL	50
4.1. Geofísica do <i>Greenstone</i> Belt Andorinhas	50
4.2. Principais Lineamentos Regionais	53
4.3. Geologia Estrutural do Depósito Mamão	57
4.4. Geologia Estrutural do Depósito Lagoa Seca	59
4.5. Evolução Estrutural do <i>Greenstone</i> Belt Andorinhas	61
5. MINERALIZATION AND HYDROTHERMAL ALTERATION IN THE MESOARCHEAN OROGENIC MAMÃO GOLD DEPOSIT, ANDORINHAS <i>GREENSTONE</i> BELT, CARAJÁS MINERAL PROVINCE, BRAZIL.	65
5.1. Abstract	65
5.2. Introduction	66
5.3. Geological setting.....	67
5.3.1. Regional Geology.....	68
5.3.2. Local Geology	69
5.3.3. Gold Mineralisation.....	70
5.3.4. Hydrothermal Alteration Zones	72
5.4. Material and Methods.....	74
5.5. Results	75
5.5.1. Whole Rock Geochemistry	75
5.5.2. Mineral Chemistry.....	80
5.5.2.1. Chlorite.....	80
5.5.2.2. Micas	82
5.5.2.3. Amphiboles	85
5.5.2.4. Sulfides.....	86
5.5.2.5. Gold.....	87
5.5.3. C-O Isotopes.....	88
5.5.4. Sm-Nd Isotopes	88
5.6. Discussion	89
5.6.1. Geochemistry of Deposit.....	89
5.6.2. P-T Conditions and Source of Hydrothermal Fluid	92
5.6.3. Timing of Gold and Tectonic Evolution	95
5.7. Conclusion.....	96
5.7. Acknowledgments	97
6. GEOCHEMISTRY AND ISOTOPIC GEOLOGY OF THE LAGOA SECA GOLD DEPOSIT IN THE ANDORINHAS <i>GREENSTONE</i> BELT, CARAJÁS MINERAL PROVINCE, BRAZIL	100
6.1. Abstract	100

6.2. Introduction	101
6.3. Geological Setting	103
6.3.1. Regional Geology	103
6.3.2. Local Geology	105
6.3.3. Gold Mineralisation.....	106
6.3.4. Hydrothermal Alteration Zones	107
6.4. Analytical Methods	109
6.5. Results	110
6.5.1. Whole Rock Geochemistry	110
6.5.2. Mineral Chemistry (EPMA).....	116
6.5.2.1. Chlorite.....	116
6.5.2.2. Micas	117
6.5.2.3. Amphiboles	119
6.5.2.4. Sulfides.....	120
6.5.2.5. Gold.....	121
6.5.3. Isotopic geology	122
6.5.3.1. C-O Isotopes.....	122
6.5.3.2. Sm-Nd Isotopes	123
6.6. Discussion	124
6.6.1. Geochemistry of the Hydrothermal Zoning	124
6.6.2. Temperature Conditions and Source of Hydrothermal Fluid.....	125
6.6.3. Mineralized Fluid Evolution	127
6.7. Conclusions	128
6.8. Acknowledgments.....	129
7. REFLECTANCE SPECTROSCOPY APPLIED TO MAPPING OF THE HYDROTHERMAL ALTERATION AT MAMÃO GOLD DEPOSIT, MESOARCHEAN ANDORINHAS GREENSTONE BELT, CARAJÁS MINERAL PROVINCE, NORTHERN BRAZIL.	131
7.1. Abstract	131
7.2. Introduction	132
7.3. Geological Setting	134
7.3.1. Regional Geology.....	134
7.3.2. Local Geology	136
7.3.3. Gold Mineralisation.....	137
7.3.4. Hydrothermal Alteration Zones	138
7.4. Material and Methods.....	140
7.5. Results	141
7.6. Conclusion.....	144

7.7. Acknowledgments	145
8. CONCLUSÃO	147
9. BIBLIOGRAFIA.....	152
APENDICES	167

3399999

Lista de Figuras

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, incluindo as principais vias de acesso, rede de drenagem e a área investigada neste trabalho.	15
Figura 2 - Geometria típica de um terreno granito- <i>greenstone</i> Arqueano, com a disposição de domos e quilhas. Cráton Zimbabwe, África do Sul (Myers & Kroner, 1994).	18
Figura 3 - Modelo de geração de <i>greenstone belts</i> por progradação arco-fossa (Hoffman, 1990).	19
Figura 4 - Modelo de geração de <i>greenstone belts</i> baseados no modelo de sagdução de Barth (2007).	19
Figura 5 - Estratigrafia simplificada de uma sequência do tipo <i>greenstone belt</i> (Condie, 1981).	20
Figura 6 - Províncias Tectônicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 2004).	26
Figura 7 - Mapa Geológico e Tectônico do Domínio Rio Maria, Sul da Província Mineral de Carajás (Vasquez <i>et al.</i> , 2008).	28
Figura 8 - a) Metabasalto da formação Mamão, grupo Babaçu; b) Metaultramáfica da formação Mamão, grupo Babaçu; c) Metagrauvascas/metasiltilitos da formação Fazenda do Quincas, grupo Lagoa Seca. d) Metaultramáfica da formação Fazenda do Quincas, grupo Lagoa Seca. e) Metadacito da formação Recanto Azul, grupo Lagoa Seca. f) Tonalito Arco Verde do complexo TTG. g) Granodiorito Rio Maria do complexo TTG. h) Arenito da formação São Roque, grupo Gemaque. i) Siltito/argilito da formação Cachoeirinha, grupo Gemaque. j) Sienogranito da suíte Jamon. k) metaconglomerados da formação Couto Magalhães, grupo Baixo Araguaia.	32
Figura 9 - Mapa geológico do <i>greenstone belt</i> Andorinhas. Idades geocronológicas de referência: 1- Este Trabalho; 2- Pimentel & Machado (1994); 3- Macambira & Lancelot (1996); 4- Macambira (1992); 5- Machado <i>et al.</i> (1991); 6- Vasques <i>et al.</i> (2008).	41
Figura 10 - Mapa de Intensidade do Sinal Analítico de Magnetometria para o <i>Greenstone Belt</i> Andorinhas.	51
Figura 11 - Mapa da distribuição ternária com padrão R (K), G (Th), B (U) dos dados radiométricos disponibilizados para o <i>Greenstone Belt</i> Andorinhas.	52
Figura 12 - Grupos de lineamentos interpretados para o <i>greenstone belt</i> Andorinhas e o posicionamento dos depósitos e garimpos de ouro. a) Lineamentos da fase extensional Dn. b) Lineamentos da fase compressiva D1. c) Lineamentos da fase compressiva D2. d) Lineamentos da fase compressiva D3. e) Lineamentos da fase extensional D4.	54
Figura 13 - Plotagem das lineações do <i>greenstone belt</i> Andorinhas. a) Fase D1. b) Fase D2. c) Fase D3.	55
Figura 14 - Plotagem dos planos e polos das foliações do <i>greenstone belt</i> Andorinhas. a) Fase Dn. b) Fase D1. c) Fase D2. d) Fase D3. e) Fase D4.	56
Figura 15 - Estruturas observadas no depósito Mamão. a) Foliação milonítica da fase D1. b) Foliação milonítica e cisalhamento dextral da fase D2. c) Venulação dobrada por cisalhamento sinistral da fase D3. d) Veio de quartzo mineralizado da fase D2, posteriormente afetado pela deformação da fase D3 (boudinagem e veios em em echelon).	

e) Falha normal associada à fase extensional D4. f) Lineação da fase D1 com <i>rake</i> próximo a 90° associada à empurrão. g) Lineação de baixo ângulo, associada à tectônica tangencial de caráter dextral da fase D2. h) Lineação de moderado ângulo, associada à tectônica tangencial de caráter sinistral da fase D3.....	58
Figura 16 - Fases deformacionais atuantes no depósito Mamão. a) Abertura do bacia e deposição de rochas vulcanossedimentares. b) Tectônica compressiva de moderado a alto ângulo, fechamento da bacia e colocação do veio de quartzo em rochas metavulcanossedimentares. c) Tectônica compressiva tangencial de baixo ângulo formando zona de cisalhamento dextral e principal evento mineralizante de ouro. d) Reativação tectônica compressiva formando zona de cisalhamento sinistral e evento mineralizante de ouro secundário. e) Tectônica extensional, causadora de falhamentos normais. f) Todos os eventos atuantes.....	59
Figura 17 - Estruturas observadas no depósito Lagoa Seca. a) Zona de cisalhamento sinistral de direção aproximada N50E, com foliação milonítica marcada por contatos geológicos subverticalizados. Visada da foto para N. b) Detalhe da figura anterior, mostrando a foliação milonítica subvertical fase D3. c) Detalhe da figura anterior mostrando forte associação rúptil e faturamento dados pela fase D4. d) Rocha metaultramáfica mostrando forte lineação mineral e dobras de arrasto com cinemática sinistral.	60
Figura 18 - Fases deformacionais atuantes no depósito Lagoa Seca. a) Fase extensional Dn. b) Fase compressiva D1, fechamento da bacia e empilhamento das rochas metavulcanossedimentares. c) Fase D2, com tectônica compressiva tangencial de baixo ângulo formando zona de cisalhamento dextral e evento mineralizante de ouro. d) Fase D3, dada por reativação tectônica compressiva formando zona de cisalhamento sinistral e evento mineralizante de ouro secundário. e) Fase D4, tectônica extensional, causadora de falhamentos normais. f) Todos os eventos atuantes.	61
Figura 19 - Desenho esquemático mostrando a evolução das zonas de cisalhamento no <i>greenstone belt</i> Andorinhas e a arquitetura dos seus corpos mineralizados controlados por zonas de cisalhamento, associadas à fase D2 (dextral) e D3 (sinistral).	63
Figura 20 - a) Simplified map of the Amazonian Craton according to Tassinari and Macambira (2004), showing the Carajás mineral province and the study area location highlighted. b) - Geological map of the Rio Maria domains and location of the studied area in Amazonian Craton (modified of Almeida <i>et al.</i> , 2013).....	68
Figura 21 - Geological map of the Andorinhas <i>greenstone belt</i> (Troy Resources Ltd). Geochronological reference ages: 1- This work; 2- Pimentel & Machado (1994); 3- Macambira & Lancelot (1996); 4- Macambira (1992); 5- Machado <i>et al.</i> (1991); 6- Vasques <i>et al.</i> (2008).....	70
Figura 22 - a) Schematic cross section showing the Melechete and M2 orebodies at Mamão deposit. b) Detail of the hydrothermal zones.....	71
Figura 23 - Paragenetic sequence of hydrothermal alteration at the Mamão Deposit.	73
Figura 24 - Photomicrographs of hydrothermal alteration assemblages in the Mamão deposit. A) Metabasalt showing metamorphic assemblage composed by actinolite-albite-chlorite-epidote. B) Distal zone composed by chlorite-epidote-albite (Sample 009). C) Intermediate zone marked by carbonate-albite-chlorite-quartz (Sample 010). D) Proximal zone composed by biotite-quartz-carbonate-pyrite-(gold) (sample 087). E) Quartz vein orebody hosted in quartz-carbonate-pyrite-(gold) zone (Sample 012). F) Gold in free grains in the gangue mass or as inclusions in pyrite from a quartz vein orebody (Sample 012).	74
Figura 25 - Discriminant diagrams for hosted rocks of the Mamão deposit. a) Nb/Y vs. Zr/TiO ₂ *0.0001 diagram (Winchester and Floyd, 1977). b) Zr/Y vs. Nb/Y (Condie, 2005). c) Zr vs Zr/Y (Pearce, 1983). d) Nb/Yb vs Th/Yb (Pearce, 2008). e) La/Nb vs. Nb/Th (Cabanis and Lecolle, 1989). All units in ppm.....	76

Figura 26 - Chondrite- normalized diagrams for rocks of the Mamão deposit. a) Distal hydrothermal zone. b) Intermediate hydrothermal zone. c) Proximal hydrothermal zone. d) Orebody hydrothermal zone. Normalization values and N-MORB composition are those of Sun and McDonough (1989). Mbas – metabasalt; Msabas – Meta sub alkaline basalt; Mand – Metandesite; Mdac – Metadacite; QzVn – Quartz vein.	77
Figura 27 - Classification of chlorites from the Mamão deposit. a) In the diagrams of Foster (1962). b) In the diagrams of Zane & Weiss (1998).	82
Figura 28 - Classification of micas from the Mamão deposit in the diagram of Tischendorf <i>et al.</i> (2007).	84
Figura 29 - Classification of amphiboles from the Mamão deposit in the diagram of Leake <i>et al.</i> (1997).	86
Figura 30 - Average composition of gold in the Mamão deposit.....	88
Figura 31 - Sm–Nd reference isochron diagram of the Mamão deposit. a) data of 5 samples of the metavolcanics hosted rocks. b) data of 2 samples of the post mineralized gabbro and ryodacite dykes.	89
Figura 32 - Plot showing enrichment/depletion for hydrothermal zones alteration of the Mamão deposit. a) Geochemistry of major elements. b) Geochemistry of the minor and traces elements. The dotted line indicates the normalization of hydrothermal altered samples by non- altered sample of the host rock.	91
Figura 33 - Homogenization temperature–salinity diagram of the Babaçu-Mamão deposit and typical ranges for inclusions from different deposit types after Wilkinson (2001).....	92
Figura 34 - Pyrite composition in the hydrothermal zones of the Mamão deposit, compared with the compositional domains of pyrite from gold deposits in the diagrams of Yang <i>et al.</i> (2014). a) As-Co-Ni pairs. b) (Fe+S)-As pairs.	94
Figura 35 - a) graphical scheme showing the mineralized timing of the main Au-(Cu) deposits of the Carajas Mineral Province, grouped into their respective mineralizing events. b) Simplified stratigraphy of the Andorinhas <i>greenstone</i> belt area based on geochronological data. 1-Tallarico <i>et al.</i> 2004. 2–Grainger <i>et al.</i> 2008. 3–Silva <i>et al.</i> 2001. 4-Tassinari <i>et al.</i> 2003. 5-Galarza & Macambira 2002. 6–Reis <i>et al.</i> 2001. 7-Tallarico <i>et al.</i> 2005. 8-Neves 2006. 9-Requia <i>et al.</i> 2003. 10-Moreto <i>et al.</i> 2011. 11-Moreto <i>et al.</i> 2015. 12-Soares <i>et al.</i> 2001. 13-Silva <i>et al.</i> 2012. 14-Galarza <i>et al.</i> 2008. 15-Galarza <i>et al.</i> 2006. 16– Dall’Agnol <i>et al.</i> 1999. 17- Pimentel & Machado 1994. 18- Macambira & Lancelot 1996. 19-Souza <i>et al.</i> 2001. 20-This study.	96
Figura 36 - a) Simplified map of the Amazonian Craton according to Tassinari & Macambira (2004), showing the Carajás mineral province and the study area location highlighted. b) Geological map of the Rio Maria domain and location of the Lagoa Seca deposit in Amazonian Craton (modified of Almeida <i>et al.</i> , 2013).....	104
Figura 37 - Geological map of the Andorinhas <i>greenstone</i> belt and Lagoa Seca deposit (Troy Resources Ltd). Geochronological reference ages: 1- This work; 2- Pimentel & Machado (1994); 3- Macambira & Lancelot (1996); 4- Macambira (1992); 5- Machado <i>et al.</i> (1991); 6- Vasques <i>et al.</i> (2008).....	105
Figura 38 - Schematic cross section showing the key geologic elements of the Lagoa Seca and other deposits of the Andorinhas <i>greenstone</i> belt. (1) <i>greenstone</i> -hosted deposits (e.g. Mamão and Babaçu deposits), (2) <i>greenstone</i> /turbidite-hosted deposits (e.g. Lagoa Seca deposit), and (3) deposits related to BIFs (e.g. Marcinho deposit). Modified from Poulsen <i>et al.</i> (2000).	106
Figura 39 – a) Geological map and the open pit outline to the Lagoa Seca deposit. b) Schematic cross section of the Lagoa Seca deposit.....	107
Figura 40 – Paragenetic sequence of hydrothermal alteration in the Lagoa Seca deposit.	108

Figura 41 – Photomicrographs of the assembly of the hydrothermal alteration in the Lagoa Seca deposit. a) Metaultramafic rock of the proximal zone with tremolite crystals in a matrix composed of chlorite-biotite-(sericite) (sample 096). b) Metagreywacke rock of the proximal zone marked by anedral plagioclase-quartz crystals on a carbonate-chlorite-sericite-biotite matrix (sample 101). c) Proximal zone composed of pyrite-chalcopyrite-magnetite (sample 102). d) Proximal zone composed of pyrite-magnetite-gold (sample 097). e) Ore zone with gold grains as inclusions in subeuhedral pyrite (sample 017). f) Ore zone, gold grains of varied forms within the gangue minerals (sample 095).....	109
Figura 42 – Binary diagrams (major element %) for host rocks of the Lagoa Seca deposit. a) SiO ₂ x TiO ₂ . b) SiO ₂ x Al ₂ O ₃ . c) SiO ₂ x Fe ₂ O ₃ . d) SiO ₂ x MnO. e) SiO ₂ x MgO. f) SiO ₂ x CaO. g) SiO ₂ x Na ₂ O. h) SiO ₂ x K ₂ O. i) SiO ₂ x P ₂ O ₅ . j) SiO ₂ x LOI.	111
Figura 43 – Discriminant diagrams for rocks of the Lagoa Seca deposit. A) Y vs. Zr (Ross & Bédard 2009). B) Zr vs Nb/Zr diagram (Thieblemont & Tegye 1994). C) Zr vs Zr/Y (Pearce 1983). D) Zr/Y vs Nb/Y (Condie 2005).	112
Figura 44 – Chondrite- normalized REE diagrams for hosted rocks of the Lagoa Seca deposit (REE normalization standards from Sun and McDonough, 1989). a) Metadacite of the distal zone. b) Metagreywacke of the all hydrothermal zones. c) Metasiltstone of the all hydrothermal zones. d) Metaultramafic of the proximal and ore hydrothermal zones.	113
Figura 45 – Classification of chlorites from the Lagoa Seca deposit. a) in the diagrams of Foster (1962) and b) Zane & Weiss (1998).	117
Figura 46 – Classification of micas from the Lagoa Seca deposit in the diagram of Tischendorf <i>et al.</i> (2007).	119
Figura 47 – Classification of amphiboles from the Lagoa Seca deposit in the diagram of Leake <i>et al.</i> (1997).	120
Figura 48 – Average composition of gold (wt %) in the Lagoa Seca deposit.....	122
Figura 49 – Sm–Nd reference isochron diagram of the Lagoa Seca deposit. a) 2 samples of the acid metavolcanics host rocks. b) 4 samples of metaultramafic host rocks.	124
Figura 50 – Plot of major elements showing enrichment/depletion for hydrothermal zones alteration of the Lagoa Seca deposit.....	125
Figura 51 – Stable isotope data for hydrothermal mineral phases of some Archean orogenic gold deposits. 1- Golden Mile (Goldfarb <i>et al.</i> , 2005). 2- Hollinger-McIntyre (Goldfarb <i>et al.</i> , 2005). 3- Las Cristinas (Goldfarb <i>et al.</i> , 2005). 4- Bulyanhulu (Goldfarb <i>et al.</i> , 2005). 5-Lac Shortt (Nadeau <i>et al.</i> , 2014). 6- Amalia (Adomako-Ansah <i>et al.</i> , 2017). 7- Cumaru (Santos <i>et al.</i> , 1998). 8- Sapucaia (Oliveira <i>et al.</i> , 1995). 9- Lagoa Seca (Souza, 1999)..	126
Figura 52 – Pyrite composition in the hydrothermal zones of the Lagoa Seca deposit, compared with the compositional domains of pyrite from gold deposits in the diagrams of Yan <i>et al.</i> (2014).....	127
Figura 53 – Relative spectrum of most common hydrothermal alteration minerals found in the Mamão deposit with key absorption wavelengths. UV - ultra violet, V - visible, NIR - near infrared, MIR – Mid infrared and FIR – far infrared position.....	133
Figura 54 – a) Simplified map of the Amazonian Craton according after Tassinari & Macambira (2004), showing the Carajás mineral province and the study area location highlighted. b) - Geological map of the Rio Maria domains and location of the studied area in Amazonian Craton (modified of Almeida <i>et al.</i> , 2013).....	135
Figura 55 – Geological map of the Andorinhas <i>greenstone</i> belt and Lagoa Seca deposit (Troy Resources Ltd). Geochronological reference ages: 1- This work; 2- Pimentel & Machado (1994); 3- Macambira & Lancelot (1996); 4- Macambira (1992); 5- Machado <i>et al.</i> (1991); 6- Vasques <i>et al.</i> (2008).....	137
Figura 56 – a) Schematic cross section showing the mineralization in the Mamão deposit. b) Detail of the hydrothermal alteration zoning.....	138

Figura 57 – Paragenetic sequence of hydrothermal alteration in the Mamão deposit.	139
Figura 58 – Photomicrographs of hydrothermal alteration assemblages in the Mamão deposit. a) Distal zone composed by chlorite-epidote-albite (Sample 009). b) Intermediate zone marked by carbonate-albite-chlorite-quartz (Sample 010). c) Proximal zone composed by biotite-quartz-carbonate-pyrite-(gold) (sample 087). d) Quartz vein orebody hosted in quartz-carbonate-pyrite-(gold) zone (Sample 012).	140
Figura 59 – Mineralogy obtained by RS on diamond drill holes of the Mamão deposit, classified according its hydrothermal zone. a) MAF-64 drill hole at Melechete orebody. b) MAF-74 drill hole at Melechete orebody. c) RBD011 drill hole at M2 orebody. d) RBD017 drill hole at M2 orebody.	142
Figura 60 – Chlorite abundance calculated by reflectance spectroscopy algorithm, arranged according to their corresponding hydrothermal alteration zone. a) Chlorites from Melechete orebody. b) Chlorites from M2 orebody. Internal numbers represent the corresponding analyzed sample.	144

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Síntese dos trabalhos de pesquisa e exploração geológicas realizadas no <i>greenstone belt</i> Andorinhas.	23
Tabela 2 – Síntese dos dados geocronológicos disponíveis para o Domínio Rio Maria.	44
Tabela 3 - Major (wt.%) and trace-element (ppm) data for metavolcanic and plutonic hosted rocks and ores of Mamão deposit. Mbas – metabasalt; Msabas – Meta sub alkaline basalt; Mand – Metandesite; Mdac – Metadacite.	78
Tabela 4 - Representative EPMA analyses of chlorite from the Mamão Deposit.	81
Tabela 5 - Representative temperatures obtained by chlorite geothermometer from hosted rocks and orebody zone at the Mamão deposit.	82
Tabela 6 - Representative EPMA analyses of micas from the Mamão Deposit.	83
Tabela 7 - Representative pressure obtained by biotite geobarometer from orebody zone at the Mamão deposit.	84
Tabela 8 - Representative EPMA analyses of amphiboles from Mamão Deposit.	85
Tabela 9 - Representative EPMA analyses of sulfides from Mamão deposit. (–) Unanalyzed range.	86
Tabela 10 - Representative EPMA analyses of gold in the Mamão deposit. (–) Unanalyzed range.	87
Tabela 11 - Sm-Nd isotopic data of metavolcanics and plutonic rocks and pyrite of the Mamão deposit.	89
Tabela 12 - Stable isotope data for hydrothermal mineral phases of some Archean orogenic gold deposits. 1-Goldfarb <i>et al.</i> 2005. 2-Nadeau <i>et al.</i> 2014. 3-Adomako-Ansah <i>et al.</i> 2017. 4-Santos <i>et al.</i> 1998. 5-Oliveira <i>et al.</i> 1995. 6-Souza 1999. 7-this work.	94
Tabela 13 - Major (wt.%) and trace-element (ppm) data for rocks of Lagoa Seca deposit. mgra – metagreywacke. msil – metasilstone. mdac – metadacite. mult – metaultramafic, distal – distal hydrothermal zone, interm. – intermediate hydrothermal zone, prox. – proximal hydrothermal zone, ore – ore hydrothermal zone.	115
Tabela 14 - Representative EPMA analyses of chlorite from the Lagoa Seca deposit.	116
Tabela 15 - Representative temperatures obtained by chlorite geothermometer from hosted rocks and orebody zone at the Lagoa Seca deposit.	117
Tabela 16 - Representative EPMA analyses of micas from the Lagoa Seca deposit.	118
Tabela 17 - Representative EPMA analyses of amphiboles from the Lagoa Seca deposit.	120
Tabela 18 - Representative EPMA analyses of sulfides from Lagoa Seca deposit.	121
Tabela 19 - Representative EPMA analyses of gold in the Lagoa Seca deposit.	122

Tabela 20 - Sm-Nd isotopic data of host rocks of the Lagoa Seca deposit.....	123
Tabela 21 - Representative minerals appointed by reflectance spectroscopy study from the Mamão deposit. FEMGCT: Fe-Mg-chlorite; CAL: calcite; QZ: quartz; ACT: actinolite; BT: biotite; EP: epidote.....	143

Lista de Apêndices

Apêndice 1 - EPMA data for chlorite of the Mamão deposit.....	167
Apêndice 2 - EPMA data for micas of the Mamão deposit.	169
Apêndice 3 - EPMA data for amphibole of the Mamão deposit.....	170
Apêndice 4 - EPMA data for sulphide of the Mamão deposit	171
Apêndice 5 - EPMA data for gold of the Mamão deposit.....	172
Apêndice 6 - EPMA data for chlorite of the Lagoa Seca deposit	173
Apêndice 7 - EPMA data for micas of the Lagoa Seca deposit.	174
Apêndice 8 - EPMA data for amphibole of the Lagoa Seca deposit.....	176
Apêndice 9 - EPMA data for sulphide of the Lagoa Seca deposit.....	178
Apêndice 10 - EPMA data for gold of the Lagoa Seca deposit.	179

Capítulo – 1

INTRODUÇÃO

1. INTRODUÇÃO

Abundantes depósitos de ouro encontram-se relacionados a terrenos granito-*Greenstone* Arqueanos no mundo todo (Frimmel, 2014; Goldfarb *et al.*, 2001; Goldfarb & Groves, 2015; Groves & Santosh, 2016; Groves *et al.*, 2016; Groves *et al.*, 2018; Hronsky *et al.*, 2012; Mishra *et al.*, 2018; Wyman *et al.*, 2016). Esses depósitos podem ser correlacionados com estágios finais de processos de acreção e subducção (Groves *et al.*, 1998; Goldfarb & Groves, 2015) ou tardi extensão orogênica (Goldfarb *et al.*, 2001; Goldfarb & Groves, 2015) e foram primeiramente chamados de depósitos mesotermiais e posteriormente de depósitos de ouro orogênico (Groves *et al.*, 1998; Goldfarb & Groves, 2015).

Entre todos os períodos geológicos o do Mesoarqueano foi o que mais gerou ouro, com aproximadamente 90.000 toneladas (Nguimatsia *et al.*, 2017). Embora a maioria deste volume tenha sido extraído em depósitos de origem residual (depósitos do tipo paleoplaceres), fica evidente a existência de depósitos-fonte primários, já totalmente erodidos. Entretanto, apenas um pequeno número de depósitos auríferos primários são reconhecidos neste período, sobretudo depósitos na Groelândia (Kolb *et al.*, 2013; Polat *et al.*, 2016). Neste aspecto, os depósitos Mamão e Lagoa Seca, de idade Mesoarqueana, localizados no *greenstone belt* Andorinhas, são integrantes deste seletto grupo de depósitos extraordinariamente antigos, sendo, inclusive, os mais antigos depósitos de ouro localizados no Cráton amazônico e no continente sul-americano.

O *greenstone belt* Andorinhas contém uma série de depósitos e ocorrências auríferas associadas essencialmente às sequências supracrustais Mesoarqueanas, a maioria delas com características geológicas bastante similares e relacionadas a veios de quartzo posicionados em zonas de cisalhamento (Vasquez *et al.*, 2008). Esses depósitos foram classificados descritivamente como do tipo *lode* Arqueano (Huhn, 1992) ou do tipo ouro orogênico (Tunusi, 2012). Entretanto, outros depósitos auríferos nesta mesma área possuem características geológicas e/ou genéticas distintas, como ausência de veios de quartzo ou associação com magmatismo granítico (Costa e Silva *et al.*, 2012).

A região tem sido palco de intensa exploração e exploração intermitente de jazimentos auríferos desde a década de 1970. Alguns depósitos de pequeno porte e várias ocorrências já são conhecidos e descritos sobretudo por trabalhos prospectivos de empresas de mineração. Existem estudos em alguns depósitos individuais, abordando aspectos geológicos (Souza *et al.*, 2001; Costa e Silva *et al.*, 2012) e/ou genéticos (Huhn, 1992; Souza, 1999). Estudos genéticos mais amplos e integrados ao conhecimento geológico são raros (Villas & Santos, 2001;

Bettencourt *et al.*, 2016) ou não foram ainda desenvolvidos à contento, e a própria ausência de um conhecimento geológico regional adequado faz com esse tema fique também à margem das discussões.

A geologia/metalogenia da região do *greenstone belt* Andorinhas já foi abordada no formato de quatro dissertações de mestrado defendidas na UnB. Huhn (1992) abordou o estudo do controle estrutural e gênese do depósito aurífero Babaçu, que fica localizado cerca de 4 km a NE no mesmo trendo do depósito Mamão, utilizando-se do estudo de inclusões fluidas. Souza (1999) fez estudo similar, aplicado ao depósito Lagoa Seca, na ocasião onde focou no estudo geoquímico da alteração hidrotermal, inclusive com a aplicação de geologia isotópica de C-O para elucidar a gênese dos fluidos mineralizadores. Costa e Silva (2011) se dedicou à integração de dados geofísicos e geológicos com ênfase na geração de alvos potenciais para exploração aurífera em uma área maior, a qual englobava o *greenstone belt* Andorinhas. Tunussi (2012) baseou a sua dissertação na integração de dados multifonte para caracterização das zonas de alteração hidrotermal associadas às mineralizações de ouro no depósito Mamão.

1.1. Justificativas e Objetivos da Tese

Ouro tem sido historicamente uma commodity estratégica, e o estudo da formação de seus respectivos depósitos tem sido exaustivamente investigado. Os depósitos de ouro primários mais abundantes no mundo ocorrem em terrenos granito-*greenstone* Arqueanos e Paleoproterozóicos, em margens de placas convergentes (Goldfarb *et al.*, 2001; Goldfarb & Groves, 2015; Groves & Santosh, 2016; Nguimatsia *et al.*, 2017; Groves *et al.*, 2018).

A atividade mineira no terreno granito-*greenstone* de Rio Maria está historicamente ligada à mineralização aurífera. Desde a década de 70 do século passado, o ouro vem sendo extraído em aluviões através de garimpagem manual, com diferentes graus de mecanização. O virtual esgotamento das reservas aluvionares, nas áreas tradicionalmente garimpadas, levou à descoberta de dezenas de mineralizações primárias nesta região, muitas das quais são exploradas até hoje (e.g. Mina do Mamão). No *greenstone Belt* Andorinhas os depósitos de ouro Babaçu e Lagoa Seca são os mais conhecidos na literatura (Souza *et al.*, 1990; Huhn, 1992; Souza *et al.*, 2001; Villas & Santos, 2001). Junta-se a eles o depósito de ouro Mamão, que foi lavrado sistematicamente desde 2007 até 2015 pela empresa Reinarda Mineração Ltda, uma empresa subsidiária da empresa australiana Troy Resources Ltd.

Considerando o quadro regional onde os principais depósitos e alvos auríferos objetivos desta tese estão colocados, em um terreno granito-*greenstone* típico, nota-se semelhanças

geológicas, tectônicas e metalogenéticas do *greenstone belt* Andorinhas com alguns outros terrenos granito-*greenstone* mais bem conhecidos e estudados no mundo, tais como um arranjo regional inicial na forma de domos e quilhas, pelo desenvolvimento de estruturas tectônicas primárias planares e lineares, sobrepostas por eventos metamórficos. Eventos de cisalhamento são os responsáveis por um retrabalhamento nestas rochas e suas estruturas iniciais, gerando zonas de tensões de diferentes naturezas, e conseqüente zonas favoráveis para a deposição de mineralizações econômicas de ouro.

Entende-se que pelo arrazoado acima torna oportuno e justifica a proposição e condução de um trabalho de tese na região de Andorinhas. Assumindo a cartografia geológica existente, sistematizada na última integração regional por trabalhos da CPRM (Vasquez *et al.*, 2008), e em escala de semi-detalhe (Costa e Silva *et al.*, 2012), tentar-se-á promover avanços no conhecimento litoestratigráfico, geológico e sobretudo metalogenético, variando desde a escala de depósito até a integralização semi-regional.

O desenvolvimento da presente tese de doutorado se propõe a atingir os seguintes objetivos principais:

- 1) Caracterizar a mineralização aurífera e o controle estrutural nos depósitos Mamão e Lagoa Seca, *greenstone belt* Andorinhas.
- 2) Caracterizar as alterações hidrotermais nos depósitos Mamão e Lagoa Seca, por meio da descrição petrográfica e química dos minerais de sua paragênese hidrotermal.
- 3) Determinar as idades relativas e cronológicas, pelo método Sm-Nd, das rochas hospedeiras das mineralizações e dos eventos mineralizadores;
- 4) Determinar a gênese dos metais, estimativas de pressão e temperatura de formação e a evolução dos fluidos hidrotermais a partir de dados isotópicos de C-O, química mineral e geotermômetros/geobarômetros hidrotermais;
- 5) Propor modelos genéticos para as mineralizações e elaborar modelos prospectivos, definidos pelo elenco de feições típicas de cada jazida, contribuindo para o sucesso de futuros programas de explorações minerais.

A litoestratigrafia foi abordada através da revisão do conceito, conteúdo e associação litológica, distribuição espacial, compilação de dados geocronológicos de todas as unidades cartografadas e, sobretudo, pelo aporte de novos dados para aquelas unidades litoestratigráficas mais representativas.

Uma atualização de dados geoquímicos foi realizada com o intuito de melhor caracterizar ambientes tectônicos em que se formaram algumas unidades, o que traz implicações para a litoestratigrafia e para a evolução geológica da área. A esse conjunto de informações foram adicionados estudos isotópicos de Nd que permitem a discussão de eventos de formação e retrabalhamento de crosta continental.

A metalogenia preliminar dos depósitos auríferos selecionados teve uma abordagem geológica (descritiva) inicial, envolvendo distribuição espacial e atributos dos depósitos, sucedidos pela investigação dos processos mineralizadores, através do estudo dos sistemas hidrotermais atuantes, dos fluidos e de suas características físico-químicas e isotópicas. O posicionamento temporal desses processos também foi investigado, tentativamente via controles geológicos, estruturais e isotópicos.

1.2. Localização e Acessos

A área estudada está inserida na porção sudeste do Estado do Pará, norte do Brasil, entre os municípios de Rio Maria e Floresta do Araguaia (PA), distando aproximadamente 280 km a sul da cidade de Marabá, ao longo da BR-155, e 40 km da cidade de Rio Maria (Figura 1).

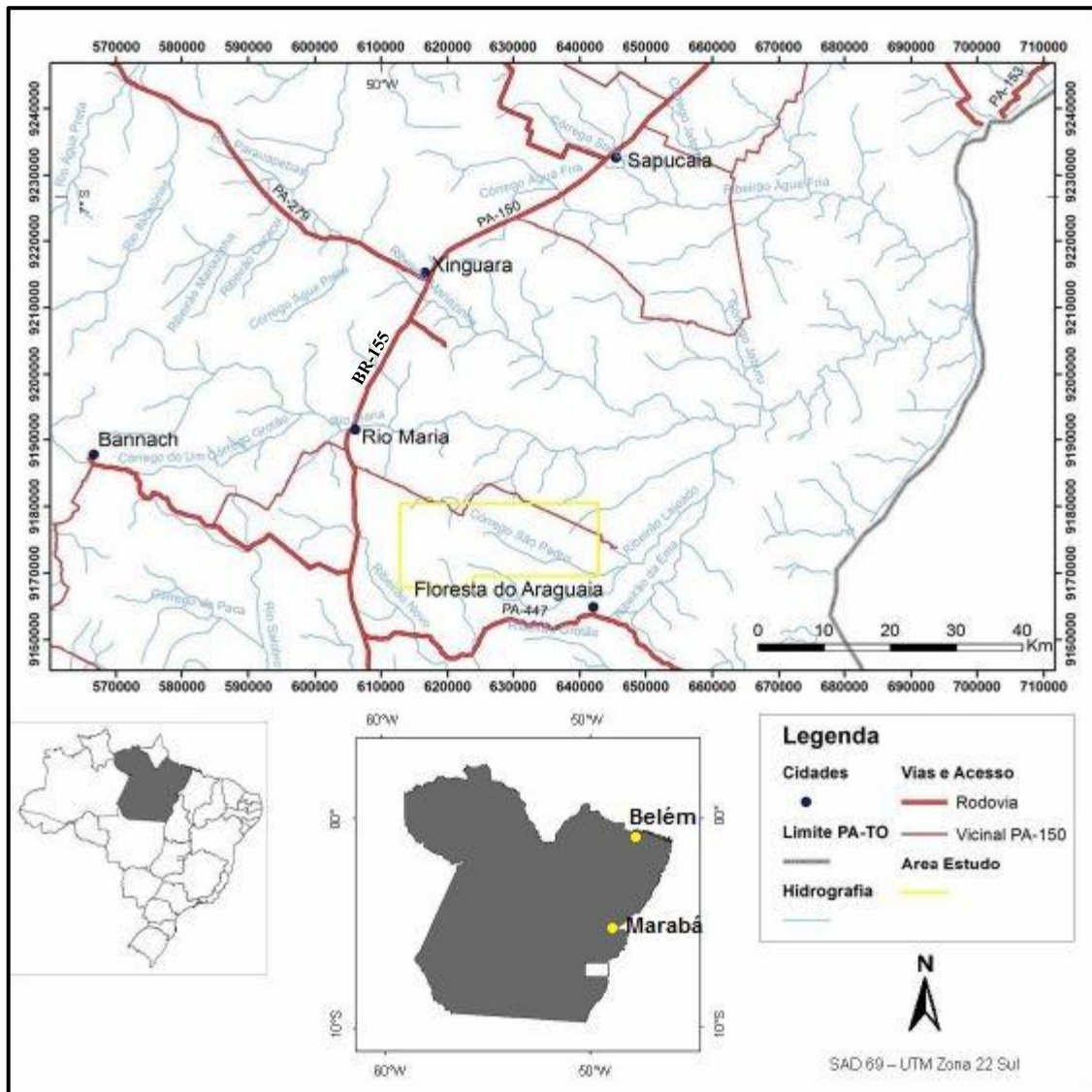


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, incluindo as principais vias de acesso, rede de drenagem e a área investigada neste trabalho.

1.3. Justificativa e Fundamentação Teórica Sobre o Tema

1.3.1. *Greenstone Belts*

As sequências metavulcanossedimentares do tipo “*greenstone belts*” compreendem rochas máficas-ultramáficas associadas a rochas sedimentares metamorizadas geralmente em baixo grau, predominantemente na fácies xisto-verde (Condie, 1994) e representam importantes áreas de pesquisa devida à sua importância petrogenética relativa à evolução precambriana da Terra e metalogenética. Há duas décadas atrás pensava-se que *greenstone belts* eram restritos ao Arqueano, mas apesar de sua predominância Arqueana, foram descobertas várias ocorrências no Paleoproterozóico e até mais jovens, inclusive nas ocorrências pontuais no Fanerozóico (Condie, 1994). Por suas características geológicas e ocorrência em diversos blocos continentais do planeta, os *greenstone belts* são tratados como unidade individualizada no âmbito dos diversos tipos do complexo vulcano-sedimentar.

Greenstone belts são depressões ou bacias estreitas, com formas curvilíneas, lineares ou anostomosadas, de escala quilométrica, que seguem os contatos de plútons graníticos adjacentes, normalmente localizadas em áreas cratônicas. Apresentam largura variando de 10 a 100 km e comprimento de 20 a 300 km, podendo chegar até 1000 km. Entretanto, sua distribuição indica que os *greenstone belts* fazem parte de um largo sistema orogênico (De Wit & Ashwal, 1997).

Sequências do tipo *greenstone belts* estão distribuídos ao longo da história geológica, em vários crátons em todo o mundo. Exemplos importantes incluem os da América do Norte, como a Província Superior do Canadá (Cousens *et al.*, 2002); da Europa, Central Lapland na Finlândia (Hanski *et al.*, 2005); da África, Barberton na África do Sul (Arndt & Nisbet, 1997); na Oceania, Kalgoorlie na Austrália (Bateman *et al.*, 2001); na Ásia, Hutti na Índia (Anand *et al.*, 2014); na América do Sul, os Supergrupos Rio das Velhas (Vial *et al.*, 2007) do Cráton São Francisco, e Grupos Crixás e Guarinhos, no Bloco Arqueano de Goiás (Jost *et al.*, 2010).

A origem de *greenstone belts* mais antigos que 3000 Ma é interpretada como relacionada à tectônica vertical, que teria resultado em fendas relacionadas a placas em rifts continentais, complexos, acrecionários e centros de expansão oceânica (Lowe, 1994). Ainda segundo a teoria aceita, eles são caracterizados inicialmente pela formação das rochas vulcânicas komatiíticas que foram sendo progressivamente substituídas por rochas vulcânicas basálticas e

félsicas do decorrer do tempo geológico e a sedimentação que acompanha o processo evolui predominantemente de química para clástica.

Wilson (1981) sugeriu que diferentes eventos formacionais podem ter coexistido na formação dos *greenstone belts* do Cráton Rhodesian, no qual resultou a subdivisão em *Greenstone Superior* (2700 Ma) e *Greenstone Inferior* (3000 Ma). Glikson (1976) estudou e reconheceu várias sequências *greenstone* em várias partes do mundo, classificando-as em *greenstones* primários aqueles predominantemente compostos por sequências máficas-ultramáficas que representariam a crosta oceânica primitiva, e *greenstones* secundários aqueles compostos por ciclos vulcânicos bimodais (basalto-andesito-riolito) desenvolvido em regiões parcialmente cratonizadas.

Os estilos deformacionais de complexos Arqueanos são únicos e podem ser descritos como resultantes de duas fases principais. A primeira relaciona-se com a configuração geotectônica primária e ainda permanece enigmática, porém seria nesta fase, em um ambiente dominado por alto fluxo de calor e pela influência gravitacional, que seriam gerados os primeiros TTG's por fusão parcial. Na segunda fase, a cratonização incipiente resultaria na formação de *greenstones* mais jovens, como resultado do fraturamento crustal e do desenvolvimento de riftes intracontinentais.

A tectônica dos *greenstone belts*, em geral, é caracterizada por várias fases, sendo que para a primeira fase é a de caráter extensional, seguida por compressão e, posteriormente, encurtamento da crosta, sendo que a deformação imposta ao *greenstone* é primeiramente controlada pelo encurtamento horizontal devido à ascensão vertical de plútons adjacentes. Durante o processo de evolução destas rochas, a formação de domos e quilhas é um elemento importante, pois geralmente estão relacionados a processos de subducção seguida de acreção colisional no final do processo tectônico, indicando o envolvimento de tectônica vertical (De Wit & Ashwal, 1997). A maioria destes terrenos foram posteriormente deformados sob diferentes condições de cisalhamento e encurtamento da litosfera, retrabalhados ao longo de possantes zonas de cisalhamento. Esta deformação posterior pode alterar consideravelmente a forma inicial e o arranjo das rochas (Myers & Kroner, 1994) (Figura 2).

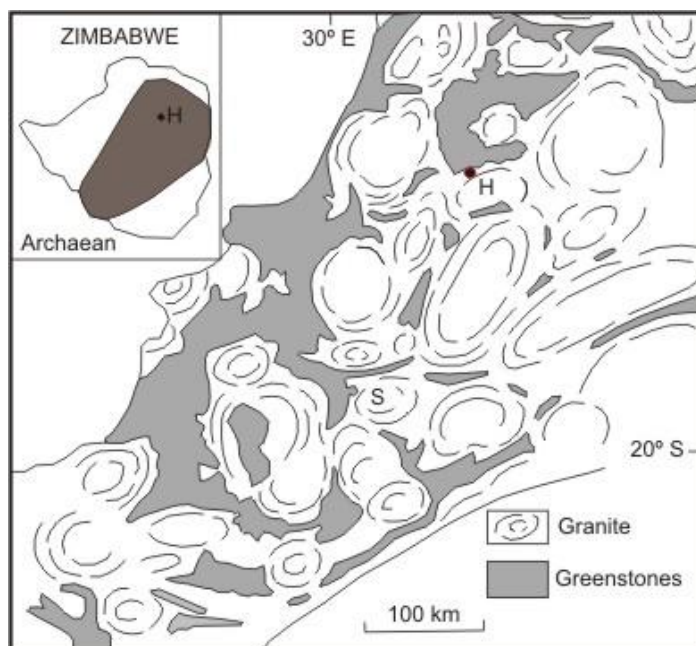


Figura 2 - Geometria típica de um terreno granito-*greenstone* Arqueano, com a disposição de domos e quilhas. Cráton Zimbabwe, África do Sul (Myers & Kroner, 1994).

O metamorfismo mais comumente encontrado nos *greenstone belts* é o de fácies xisto verde, mas estudos recentes têm revelado que algumas dessas sequências foram submetidas a condições de alto grau de metamorfismo. A transição *greenstone belts* para terrenos de algo grau metamórfico geralmente ocorre ao longo de falha reversas intracratônicas ou em margens transpressivas adjacentes a regiões de impacto (De Wit & Ashwal, 1997).

Diversos modelos têm sido utilizados para explicar a evolução dos *greenstone belts*. Hoffman (1990) propõe que estas rochas se formariam em ambiente de progradação arco-fossa, remanescentes dos complexos de acreção da zona *fore-arc*, com as rochas vulcânicas formadas em arcos de ilhas e os sedimentos constituídos por turbiditos alóctones, com todo este pacote sendo intrudido por granitoides de arco magmático (Figura 3). Para Barth (2007), estas rochas ocorrem em bacias *back-arc*, que após movimentos de extensão abrem canais para a extrusão de rochas máficas e ultramáficas, num processo denominado sagdução. Com o espessamento do pacote, já recoberto por uma sedimentação marinha, dá-se o colapso gravitacional do pacote, formando os cinturões que são acrescentados à crosta continental por subducção (Figura 4).

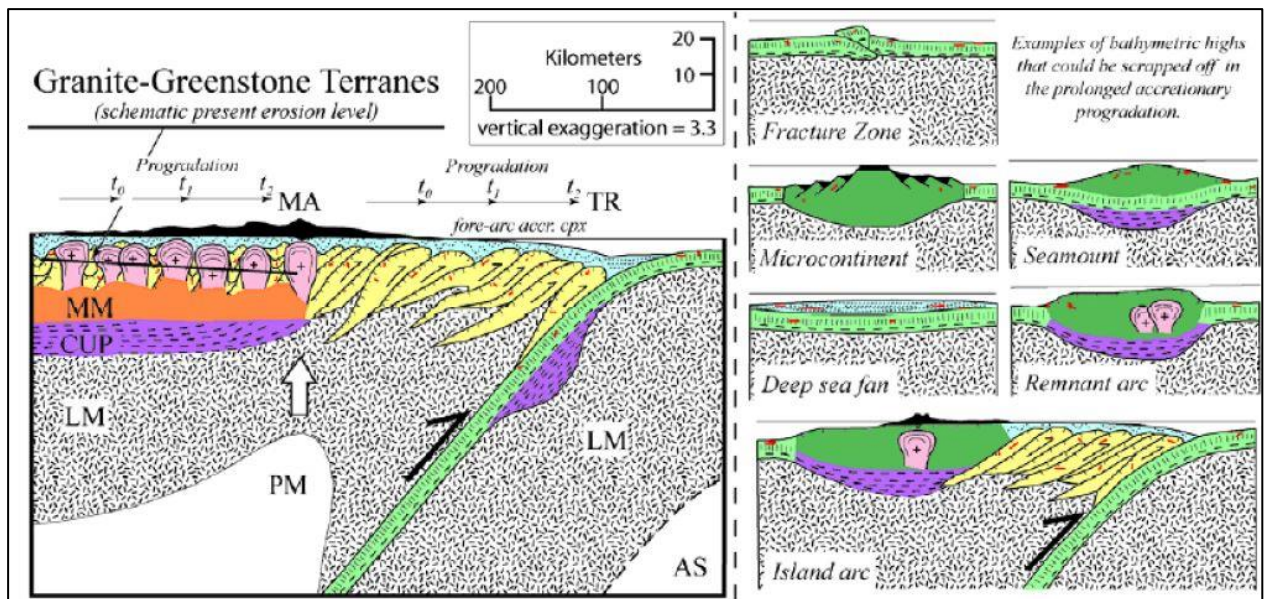


Figura 3 - Modelo de geração de *greenstone belts* por progradação arco-fossa (Hoffman, 1990).

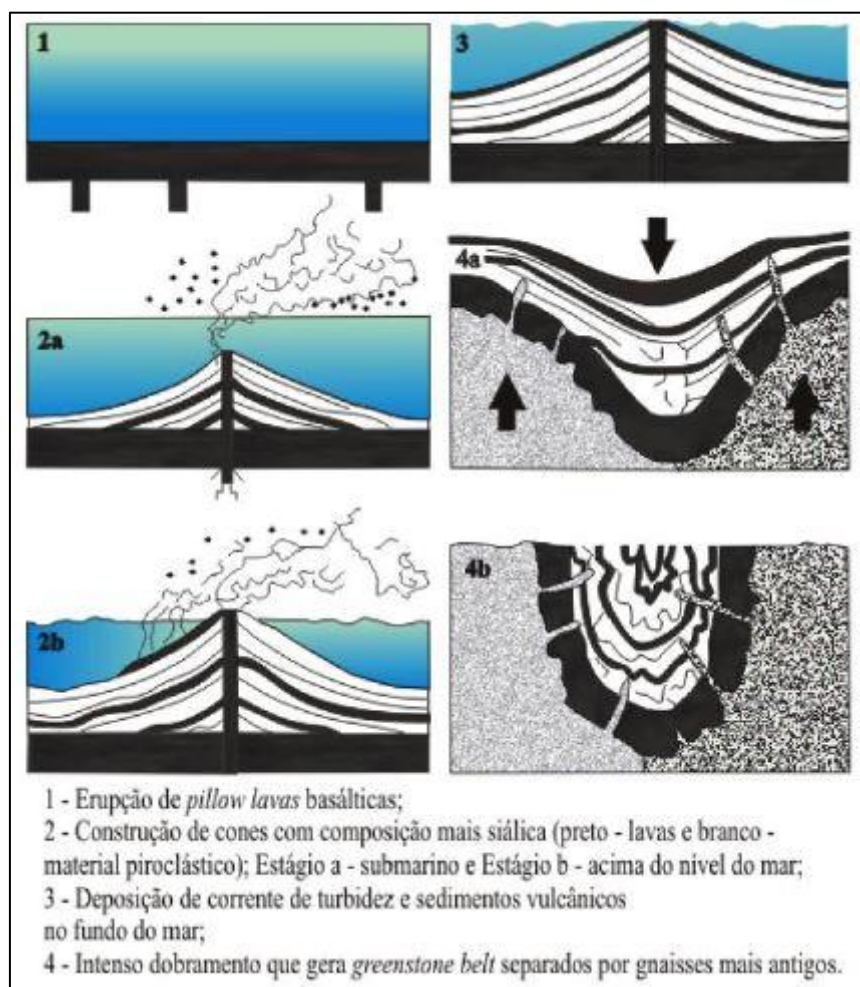


Figura 4 - Modelo de geração de *greenstone belts* baseados no modelo de sagdução de Barth (2007).

De forma geral, na tentativa de simplificar a estratigrafia destes terrenos, que por vezes apresentam significativas heterogeneidade litológicas, os *greenstone belts* geralmente são subdivididos em três sequências (Figura 5): 1 – sequência inferior dominada por derrames de rochas vulcânicas máficas (tholeíticas pobre em K) e ultramáficas (komatiítos); 2 – sequência intermediária, na qual prevalecem ciclos de basaltos tholeíticos e andesitos e dacitos geralmente com afinidades cálcio-alcálicas; 3 – sequência superior, predominantemente metassedimentar derivada de sedimentos maduros e imaturos, podendo haver ou não pequenas intercalações vulcânicas e piroclásticas (Condie, 1981; Condie, 1994; Hoffman, 1990).

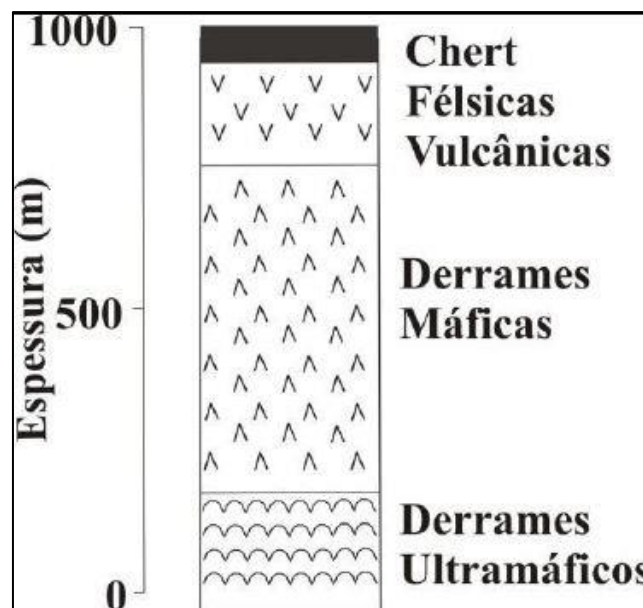


Figura 5 - Estratigrafia simplificada de uma sequência do tipo *greenstone belt* (Condie, 1981).

Com associações típicas com terrenos granito-*greenstone*, rochas granitoides ocorrem isolando as ocorrências de *greenstone belts*. Apresentam comumente composição tonalítica e/ou granodiorítica, com trondhjemitos subordinados, compondo os chamados terrenos TTG. Na maioria das vezes ocorrem na forma de batólitos, com bandamento composicional e variável grau de deformação. Os granitos potássicos que ocorrem em terrenos Arqueanos são considerados mais jovens, abrangendo granitos de composição monzogranítica e granitos do tipo S. Formam corpos menores com contatos intrusivos bruscos e discordantes com os demais litotipos.

1.3.2. Aspectos Metalogenéticos dos Terrenos *Greenstone Belts*

Inúmeros depósitos minerais já foram identificados em terrenos *greenstone belts*, em diferentes partes do mundo. Isto faz destas sequências um dos ambientes metalogenéticos mais férteis para a pesquisa e prospecção mineral. Uma melhor compreensão do contexto geológico e tectônico da evolução destes terrenos pode influenciar positivamente numa melhor avaliação do potencial metalogenético de uma região.

De acordo com Condie (1981), os principais depósitos minerais encontrados em *greenstone belts* Arqueanos são os de Au, Cu, Ni, Cr e Fe. O cobre ocorre comumente associado ao Zn, Pb, Au e Ni em rochas vulcânicas andesíticas, como no *greenstone belt* Abitibi, Canadá. O níquel é comumente associado às rochas ultramáficas, geralmente associados a remobilização em zonas de cisalhamento acompanhadas por alteração hidrotermal. Mineralizações importantes de cromita são associadas à complexos máficos-ultramáficos ortomagmáticos. Extensos depósitos de ferro estão normalmente associados às formações ferríferas bandadas, por vezes com teores enriquecidos através de processos hidrotermais.

Os jazimentos auríferos em ambientes de *greenstone belt* são representados sobretudo pelos depósitos orogênicos (Groves *et al.*, 1998; Frimmel, 2014; Goldfarb *et al.*, 2001; Goldfarb & Groves, 2015; Groves & Santosh, 2016; Groves *et al.*, 2016; Groves *et al.*, 2018; Mishra *et al.*, 2018; Wyman *et al.*, 2016; Nguimatsia *et al.*, 2017). A maioria desta classe de depósitos auríferos está relacionada principalmente à fase de evolução final de terrenos acrescionários em ambientes de subducção (Goldfarb *et al.*, 2001; Goldfarb & Groves, 2015). Estes depósitos de ouro se formam predominantemente em rochas metamórficas na crosta média a rasa (5-15 km de profundidade), próxima à transição rúptil-dúctil, em ambientes de compressão que facilitam a transferência de fluidos quentes, mineralizados em ouro, a partir de níveis mais profundos (Goldfarb *et al.*, 2005; Goldfarb & Groves, 2015).

Representam uma consistente classe de depósitos hidrotermais epigenéticos, estruturalmente controlados. São interpretados como tendo sido formados como resultado do fluxo de fluido hidrotermal em um intervalo sincrônico a posterior à atividade tectônica e o pico do metamorfismo de terrenos vulcânico-plutônicos, em ambientes de graus metamórficos que vão de pumpelleita-prenhita até zonas inferiores da fácies granulito (Kerrick *et al.*, 2000). Evidências texturais e geotermobarométricas indicam que a maioria destes depósitos foram formados em condições P-T próximas do pico metamórfico (Goldfarb & Groves, 2015).

A mineralização aurífera é predominantemente hospedada em rochas máficas-ultramáficas, sedimentares e químicas (Groves *et al.*, 1998; Hagemann & Cassidy, 2000;

Goldfarb & Groves, 2015) e, mineralogicamente, este grupo de depósitos são tipicamente caracterizados por diversas feições onde dominam sistemas de veios de quartzo com baixo volume de sulfetação (normalmente com sulfetos de ferro) e com variações de até 15% de carbonatação (Eilu *et al.*, 1999; Goldfarb & Groves, 2015).

1.3.3. Província Mineral de Carajás

A Província Mineral de Carajás está situada na parte oriental do Cráton Amazônico, no Leste-Sudeste do Estado do Pará, e é considerada uma das principais províncias minerais do mundo, com produção e grande potencial para jazimentos de Fe, Mn, Cu, Au, Ni, U, Ag e platinóides, (Pd, Pt e Os), entre outros (Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Villas & Santos, 2001; Bettencourt *et al.*, 2016).

Na Província Mineral de Carajás, o *greenstone belt* Andorinhas é conhecido por conter significativas ocorrências de depósitos auríferos, a maioria descrita na literatura como do tipo *lode* encaixados em rochas metavulcânicas básicas e intermediárias (Huhn, 1992; Souza, 1999), bem como do tipo stock calci-alcalino no contato do Granodiorito Cumaru com o *greenstone belt* de Gradaús (Santos, 1995). Os principais depósitos desse bloco são caracterizados por ocorrerem como veios de quartzo gerados em domínios transtensionais de zonas de cisalhamento transcorrentes, com posterior movimentação reversa (Huhn, 1992).

A maior vocação metalogenética do Domínio Rio Maria é voltada para mineralizações de ouro, e tem no contexto do terreno granito-*greenstone*, principalmente nas seqüências metavulcano-sedimentares, a maioria das ocorrências registradas para esse bem mineral. Dois tipos de depósitos auríferos foram identificados na região de Rio Maria: depósito do tipo *lode* (Mamão/Babaçu), hospedado em rochas metabásicas hidrotermalizadas e depósito disseminados (Lagoa Seca), hospedado em seqüência metavulcanossedimentar (turbiditos).

1.4. Histórico Produtivo da Área do *Greenstone Belt* Andorinhas

As atividades prospectivas na região da Serra das Andorinhas remontam à década de 1970, sobretudo impulsionada pelas descobertas auríferas realizadas pela empresa DOCEGEO – Rio Doce Geologia e Exploração, empresa de pesquisa geológica pertencente à CVRD -

Companhia Vale do Rio Doce, hoje Vale, que se somaram às diversas outras descobertas na região do entorno do Projeto Carajás.

Uma síntese das atividades de pesquisa e exploração geológicas pode ser vistas na tabela 1 abaixo:

1973	• CVRD inicia programa de reconhecimento geológico regional na Serra das Andorinhas;
1975	• Mapeamento geológico e amostragem geoquímica identificam os alvos Mamão e Babaçu;
1978	• CVRD divulga uma estimativa preliminar de 2 ton Au para os alvos Mamão e Babaçu;
1979	• CVRD inicia programa de exploração no alvo Lagoa Seca;
1982	• Invasão da área por aproximadamente 10.000 garimpeiros; • Relatório final de pesquisa é entregue ao DNPM, com recursos da ordem de 451.000 ton @ 8,94 g/t Au e aproximadamente 4 ton Au contido;
1983	• DNPM aprova o relatório final de pesquisa e libera a concessão de lavra para a CVRD. • Governo libera a área para atividade garimpeira.
1986	• Garimpo diminui as atividades; • Trabalhos exploratórios são retomados pela CVRD e 15.000m de sondagem diamantada é realizada nos alvos Mamão, Babaçu e Lagoa Seca;
1988	• Garimpeiros exaurem a zona de minério oxidado nos alvos Mamão e Babaçu;
1995	• CVRD completa o programa de sondagem no alvo Mamão e inicia uma lavra piloto;
1996	• Empresa Golden Star Resources (GSR) se associa à CVRD para tocar o projeto Andorinhas; • Novo programa com 11.000m de sondagem exploratória define os corpos Melechete, Arame, Mandioca, M1 e M2 no depósito Mamão; • GSR divulga uma nova estimativa de recursos para o depósito Mamão;
1998	• GSR encerra contrato e devolve o projeto Andorinhas para a CVRD;
2004	• Empresa Reliance Minerals (RM) compra o projeto Andorinhas da CVRD; • RM divulga novo estudo de viabilidade econômica para Andorinhas;
2005	• Empresa Agincourt adquire a empresa Reliance Minerals e o Projeto Andorinhas;
2006	• Agincourt executa 6.000m de sondagem e define novos recursos geológicos para Mamão e Lagoa Seca;
2006	• Empresa Troy Resources Ltd (TRL) adquire o Projeto Andorinhas;
2007	• TRL cria a subsidiária Reinarda Mineração Ltda (RML) para gerir o Projeto Andorinhas; • RML inicia um programa de detalhamento dos depósitos Mamão e Lagoa Seca e inicia a instalação da mina;
2008	• RML inicia a lavra a céu aberto da mina Lagoa Seca • RML inicia intensivo programa de exploração na região de Andorinhas e seu entorno;
2012	• Exaustão da Mina Lagoa Seca e início da mina Subterrânea do Mamão;
2013	• RML finaliza programa de exploração local e regional, com um total aproximado de 60.000m de sondagem (diamantada e circulação reversa) perfurados;
2015	• Exaustão da Mina Subterrânea do Mamão e fechamento do projeto Andorinhas pela RML;

Tabela 1 - Síntese dos trabalhos de pesquisa e exploração geológicas realizadas no *greenstone belt* Andorinhas.

Capítulo – 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. O Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico (Almeida, 1977) representa uma grande placa litosférica continental, composta por várias províncias crustais de idade Arqueana a Mesoproterozóica, estabilizada tectonicamente em torno de 1,0 Ga, tendo se comportado como uma placa estável no Neoproterozóico, durante o desenvolvimento das orogenias marginais brasileiras (Figura 6).

Vários modelos de compartimentação tectônica têm sido propostos para o Cráton Amazônico (Cordani *et al.*, 1979; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari & Macambira, 1999; Tassinari & Macambira, 2004; Santos *et al.*, 2000; Santos, 2003). Em linhas gerais são similares, com algumas discordâncias, sobretudo em relação a limites de províncias tectônicas, e admitem que a evolução do Cráton Amazônico é resultante de sucessivos episódios de acreção crustal durante o Paleo- e o Mesoproterozóico, em volta de um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano (Figura 6).

Neste trabalho será adotada a compartimentação tectônica proposta por Tassinari & Macambira (2004), na qual coloca a área de estudo como inserida na Província Amazônia Central (Figura 6). Esta província é limitada a oeste por um terreno dominado por granitóides Proterozóicos e assembléias vulcânico-piroclásticas do Supergrupo Uatumã, com idades próximas de 1,88 Ga (Teixeira *et al.*, 2002); a leste, é bordada pelo Cinturão Araguaia do Neoproterozóico, relacionado ao Ciclo Brasileiro (Pan-Africano), o qual não afetou significativamente o Cráton Amazônico; a norte e a sul, pela Província Maroni-Itacaiúnas e pelo domínio Santana do Araguaia (Vasquez *et al.*, 2008), respectivamente, ambos formados durante o Evento Trans-Amazônico (2,20 - 2,10 Ga).

Segundo Tassinari & Macambira (2004) a Província Amazônia Central é dividida em dois blocos, Carajás e Roraima. O Bloco Carajás é dividido em dois terrenos distintos: Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) a Sul, de idade Mesoarqueana, com predomínio de terrenos granito-*greenstone* (com idades na faixa de 2,85 - 3,05 Ga), e Terreno Carajás (Neoarqueano), a Norte, caracterizado por sequências metavulcano-sedimentares e granitóides gerados principalmente no intervalo de 2,76 - 2,55 Ga. Vasquez *et al.* (2008) renomeia o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria para Domínio Rio Maria e o Terreno Carajás para Domínio Carajás. No mesmo trabalho, Vasquez *et al.* (2008) se referem às coberturas psamíticas e pelito-carbonáticas que afloram na Serra das Andorinhas como pertencentes ao Grupo Gemaque, individualizando-as daquelas do Grupo Rio Fresco, mas que segundo os

autores provavelmente representam segmentos de uma única bacia plataformal, referida como Bacia do Rio Fresco.

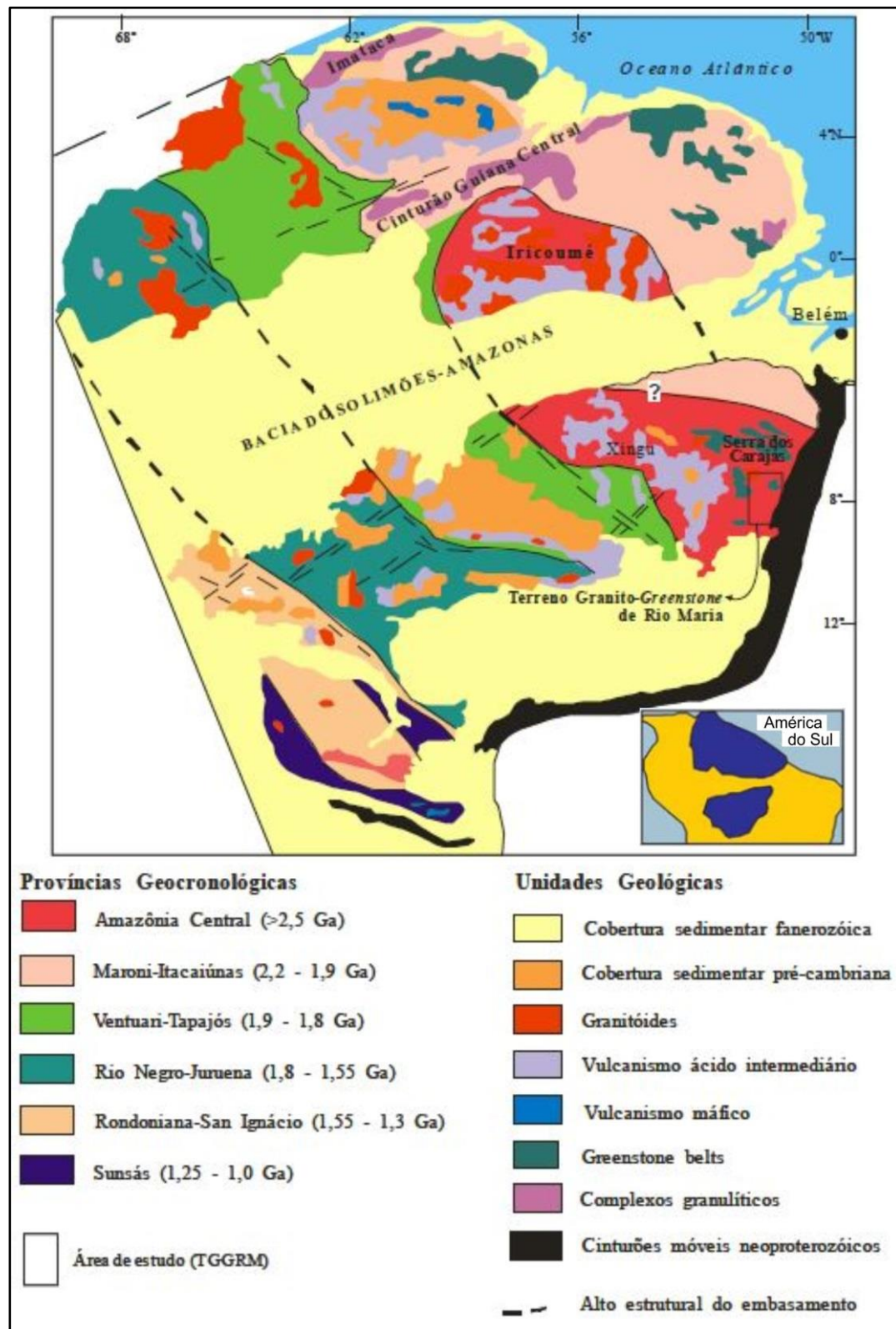


Figura 6 - Províncias Tectônicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 2004).

2.2. O Domínio Rio Maria

A área de estudo desta tese está situada no Domínio Rio Maria (ou Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria) o qual é formado por *greenstone belts* e granitóides Arqueanos, recobertos por sedimentos do Grupo Gemaque, provavelmente também de idade Arqueana, ambos cortados por granitos tipo-A Paleoproterozóicos da Suíte Jamon (Dall’Agnol *et al.*, 2006) (Figura 7).

A geologia do Domínio Rio Maria é constituída por sequências supracrustais do tipo *greenstone belt* e granitóides, ambos de idade Arqueana, sendo intrudidos por diques e *sills* de idade Paleoproterozóica. As sequências vulcanossedimentares do tipo *greenstone belt*, agrupadas sob a denominação Supergrupo Andorinhas, representam a unidade mais antiga da região e é composta predominantemente por metakomatiitos e metabasaltos toleíticos, na base, e rochas metassedimentares clásticas intercaladas com metavulcânicas intermediárias a ácidas, no topo. Os metabasaltos hospedam pequenos depósitos de ouro do tipo *lode* (Mamão, Babaçu, Diadema, Serrinha, Seringa, etc), enquanto outros depósitos estão associados à metagrauvascas (Lagoa Seca) ou às intrusões calci-alcálicas, como é o caso do depósito Au-Cu-Bi-Mo Cumaru (Huhn, 1992; Oliveira, 1993; Oliveira *et al.*, 1995; Souza, 1999; Tassinari & Macambira, 1999; Tassinari *et al.*, 2000; Dardenne & Schobbenhaus, 2001) (Figura 7).

No Domínio Rio Maria o evento que produziu os *greenstone belts* foi predominantemente vulcânico máfico-ultramáfico, gerando maior abundância de komatiitos e basaltos toleíticos com idades que variam de 2,97 a 2,90 Ga (Macambira, 1992; Pimentel & Machado, 1994; Souza *et al.*, 2001). Contribuições vulcânicas ácidas e rochas sedimentares ocorrem subordinadamente.

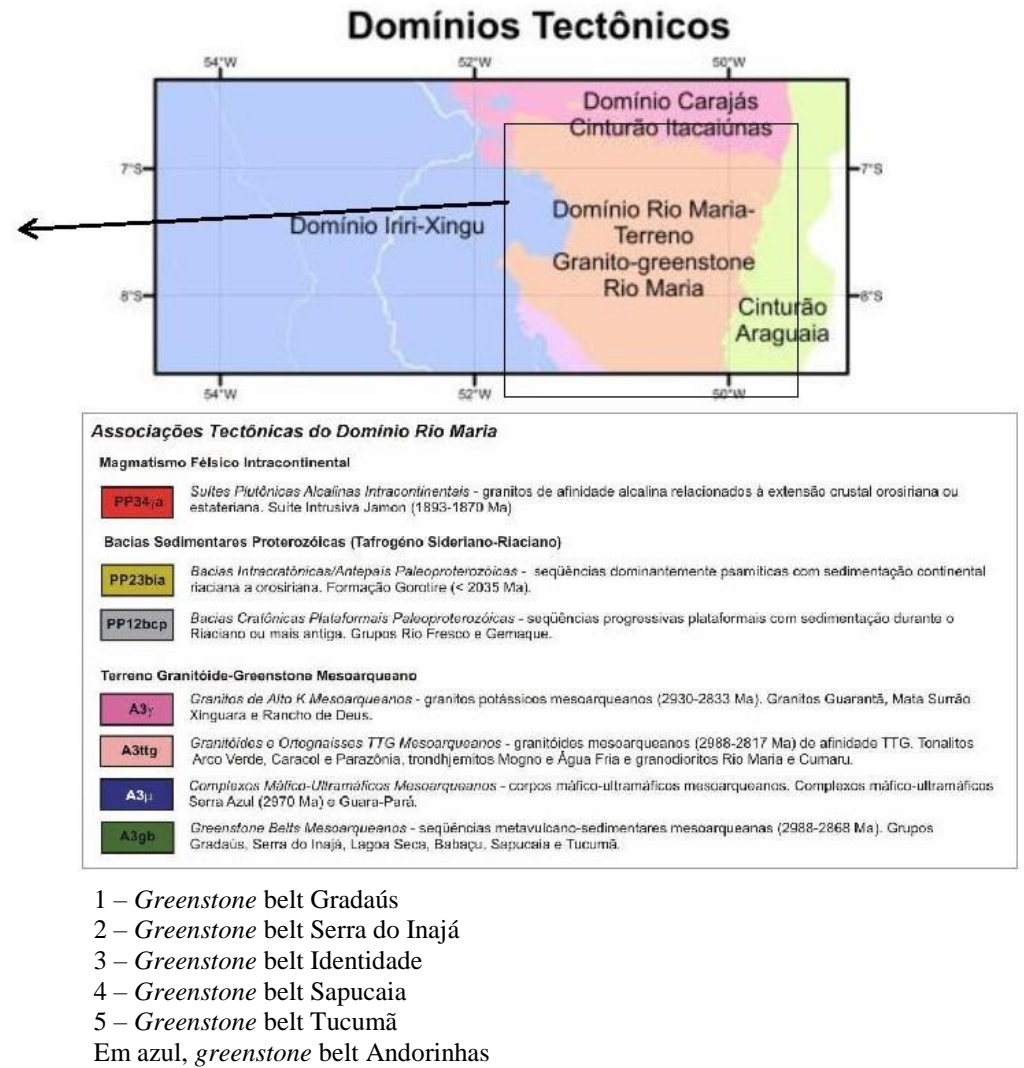
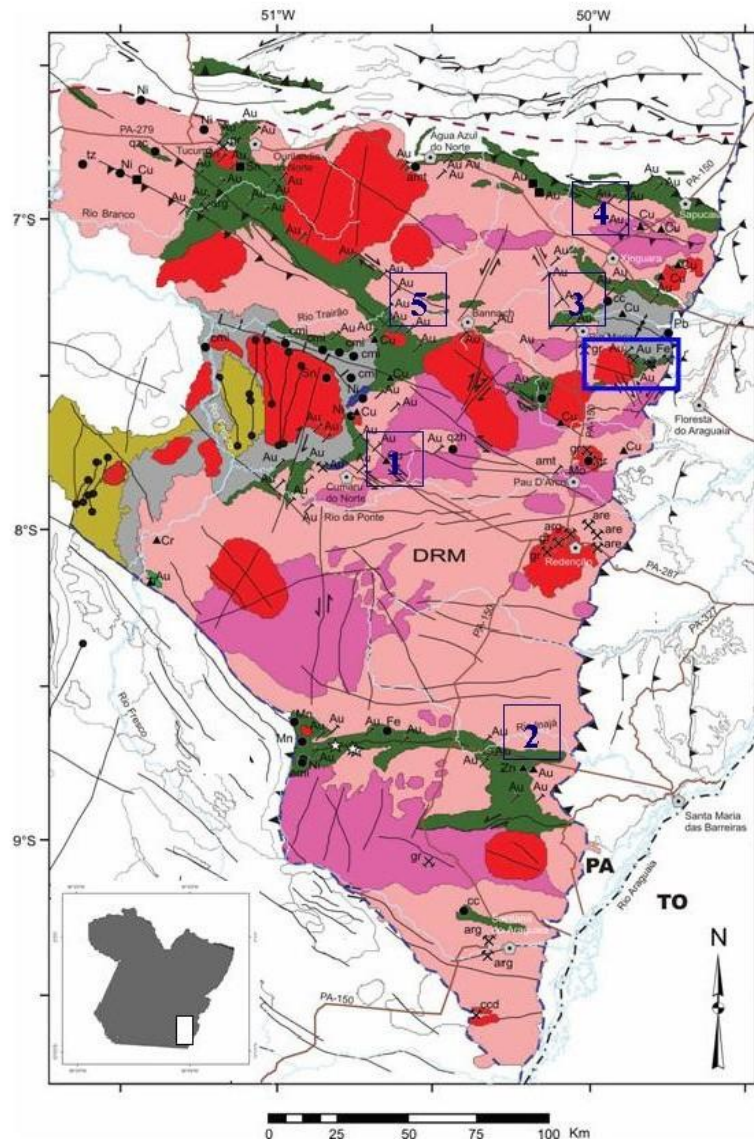


Figura 7 - Mapa Geológico e Tectônico do Domínio Rio Maria, Sul da Província Mineral de Carajás (Vasquez *et al.*, 2008).

Os Granitóides Arqueanos do Domínio Rio Maria foram divididos por Dall’Agnol *et al.* (2006), com base em aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, em quatro grupos com idades Arqueanas de 3,0 a 2,86 Ga (Tabela 2). Um quinto grupo reuniria os granitos Paleoproterozóicos (1,88 Ga). Os quatro grupos de granitoides Arqueanos foram assim definidos: 1) séries tonalito-trondhjemito-granodioritos do tipo TTG mostrando idades entre 2,98 e 2,92 Ga e representadas pelo Tonalito Arco Verde, Tonalito Caracol, Tonalito Mariazinha e Trondhjemito Mogno (Althoff *et al.*, 2000; Leite *et al.*, 2004; Almeida *et al.*, 2013); 2) granitóides sanukitóides com alto Mg (Althoff *et al.*, 2000; Leite, 2001; Oliveira, 2005), representados pelas diferentes ocorrências de rochas da Suíte Rio Maria, com idades em torno de 2,87 Ga (Medeiros, 1987; Macambira & Lancelot, 1996; Althoff *et al.*, 2000; Leite *et al.*, 2004; Oliveira *et al.*, 2009; Oliveira *et al.*, 2011); 3) granitóides das séries TTGs jovens representados pelo Trondhjemito Água Fria (2,86 Ga) (Huhn *et al.*, 1988; Pimentel & Machado, 1994; Leite *et al.*, 2004); 4 – leucogranitos potássicos de afinidade cálcico-alcálica, datado em torno de 2,87 Ga (Leite *et al.*, 2004).

Durante o Paleoproterozóico, mais precisamente em torno de 1,88 Ga, a região de Rio Maria foi palco de magmatismo granítico anorogênico (Dall’Agnol *et al.*, 2005; Dall’Agnol *et al.*, 2006; Dall’Agnol & Oliveira, 2007), representado na região por Granitos da suíte Jamon (Jamon, Musa, Redenção, Marajoara e Bannach) e por diques félsicos a máficos, por vezes compostos, que são contemporâneos dos granitos Proterozóicos, e que seccionam tanto as unidades Arqueanas quanto os granitos Paleoproterozóicos.

O Cinturão Araguaia corresponde a uma faixa móvel com mais de 100 km de largura que se estende por cerca de 1000 km na direção norte-sul e faz contato direto com a borda sudeste do Cráton Amazônico (Figura 6 e 7), para o qual direcionam-se suas estruturas. Consiste em uma unidade geotectônica estruturada e metamorfizada no Neoproterozóico, composta essencialmente por rochas sedimentares com metamorfismo desde incipiente até anfíbolito médio-alto, subordinados corpos máficos e ultramáficos, além de intrusões granitóides e sieníticas e por fragmentos de embasamento Arqueano e Paleoproterozóico (Alvarenga *et al.*, 2000). O embasamento Arqueano é composto por complexos gnáissicos de 2860-2870 Ma e uma sequência metavulcanossedimentar de 2600 Ma (Moura & Gaudette, 1993). Também compõem o embasamento granulitos máficos e enderbitos Paleoproterozóicos (2153-2125 Ma) que mostram evento metamórfico de alto grau em torno de 2100 Ma (Gorayeb *et al.*, 2000), gnaisses tonalíticos de 2000 Ma (Moura & Gaudette, 1993) e granitóides de 1858 Ma intrusivos nos gnaisses Arqueanos (Moura & Gaudette, 1993). Sienitos alcalinos com idade em torno de 1000-1050 Ma (Moura & Gaudette, 1993) representariam uma fase rifte que principiou a

formação da bacia Araguaia. Corpos máficos e ultramáficos, interpretados como ofiolitos, são largamente distribuídos no cinturão e atestariam a existência de extensa bacia oceânica (Paixão & Nilson, 2002), cuja idade é ainda controversa. Vários corpos de granitoides estariam associados ao metamorfismo de mais alto grau que afetou as rochas do cinturão no Neoproterozóico, tendo se originado provavelmente a partir da fusão parcial das rochas supracrustais (Abreu *et al.*, 1994) e se posicionado entre 655 e 548 Ma (Moura & Gaudette, 1993).

2.3. Geologia, Geocronologia e Evolução Crustal do *Greenstone Belt* Andorinhas

2.3.1. As Sequências "*Greenstone Belts*"

As sequências vulcano-sedimentares que ocorrem na área de pesquisa apresentam-se sob a forma de faixas alongadas, dispostas segundo *trend* E-W. É provável que no Arqueano tenham constituído amplas bacias interligadas, as quais foram seccionadas por granitoides sin e pós-tectônicos (Condie, 1981).

Cordeiro & Saueressig (1980) e Cordeiro (1982) teceram as primeiras considerações litoestratigráficas para as sequências vulcano-sedimentares que ocorrem na aba sul do Sinclinal de Andorinhas. Estes autores denominaram a porção basal, essencialmente vulcânica, de Sequência Babaçu e a predominantemente sedimentar (topo) de Sequência Lagoa Seca. E, verificaram que as mesmas são envolvidas por gnaises migmatíticos, granodioritos e trondhjemitos, constituindo uma típica sequência "*granito-greenstone*".

A primeira revisão litoestratigráfica para a região Sul do Pará foi feita pela DOCEGEO (1988) e propunha formalmente o enquadramento destes cinturões Arqueanos como pertencentes ao Supergrupo Andorinhas, subdividido em Grupo Babaçu na base (Formação Igarapé Encantado e Formação Mamão) e Grupo Lagoa Seca no topo (Formação Fazenda do Quincas e Formação Recanto Azul).

A mais recente revisão litoestratigráfica para a região Sul do Pará foi compilada por Vasquez *et al.* (2008) na ocasião do novo Mapa Geológico do Estado do Pará, e suprimiu o termo Supergrupo Andorinhas agora denominando-o *greenstone belts* Arqueanos, os quais englobam os Grupos Babaçu e Lagoa Seca, que ocorrem na área de estudo, além de Grupos Gradaús, Serra do Inajá, Tucumã e Sapucaia, que ocorrem somente em áreas circunvizinhas.

Ainda de acordo com Vasquez *et al.* (2008), a Formação Igarapé Encantado foi englobada ao Grupo Tucumã. Assim sendo, o Grupo Babaçu ficou restrito à Formação Mamão, enquanto o Grupo Lagoa Seca manteve-se a divisão em Formação Fazenda do Quincas e Formação Recanto Azul. Os grupos Babaçu e Lagoa Seca representam a parte inferior e superior, respectivamente, de uma mesma sequência *greenstone belt*.

2.3.1.1. Grupo Babaçu

O Grupo Babaçu representa diversos segmentos com formas irregulares e orientação geral NE-SW, distribuídos a norte, sul e oeste da Serra das Andorinhas (Figura 9). Este grupo está dividido em duas formações, sendo a porção basal denominada Formação Igarapé Encantado, composta por rochas metamáfica-ultramáficas com níveis de formação ferrífera intercalados, e uma superior de rochas metavulcânicas ácidas-intermediárias com metassedimentares intercaladas (Huhn *et al.*, 1986), e a parte superior dada pela Formação Mamão, que é composta por extensos derrames de metabasaltos intercalados com sedimentos de natureza predominantemente química, metatufos e talco-xistos (DOCEGEO, 1988).

Formação Igarapé Encantado

As rochas metamáficas são representadas basicamente por rochas metamáficas (anfíbolitos e xistos à actinolita, tremolita e clorita) e rochas metaultramáficas (xistos com tremolita, talco e clorita) ocorrem como intercalações ao longo de todo o pacote, com textura *spinifex* reliquiar, e são classificadas como komatiitos piroxeníticos (serpentinóis, metaperidotitos, metapiroxenitos e xistos com antofilita, cordierita e talco). Ocorrem ainda intercalações com rochas metavulcânicas ácidas (metadacitos, metatufos líticos, xistos com sericita, biotita e quartzo) e metassedimentares psamo-pelíticas.

As rochas desta formação não afloram com frequência no *greenstone belt* Andorinhas, sendo mais representativas nos *greenstone belt* Identidade (Souza *et al.*, 2001) e Tucumã (Vasquez *et al.*, 2008).

Formação Mamão

De acordo com as descrições de Cordeiro & Saueressig (1980), Cordeiro (1982), DOCEGEO (1988), Huhn *et al.* (1988), Santos & Pena Filho (2000) e Souza *et al.* (2001), os metabasaltos são maciços, com texturas ígneas reliquiares, variolíticos e com *pillow* lavas centimétricas a métricas, e material *interpillow* fino com vidro devitrificado (Figura 8a).

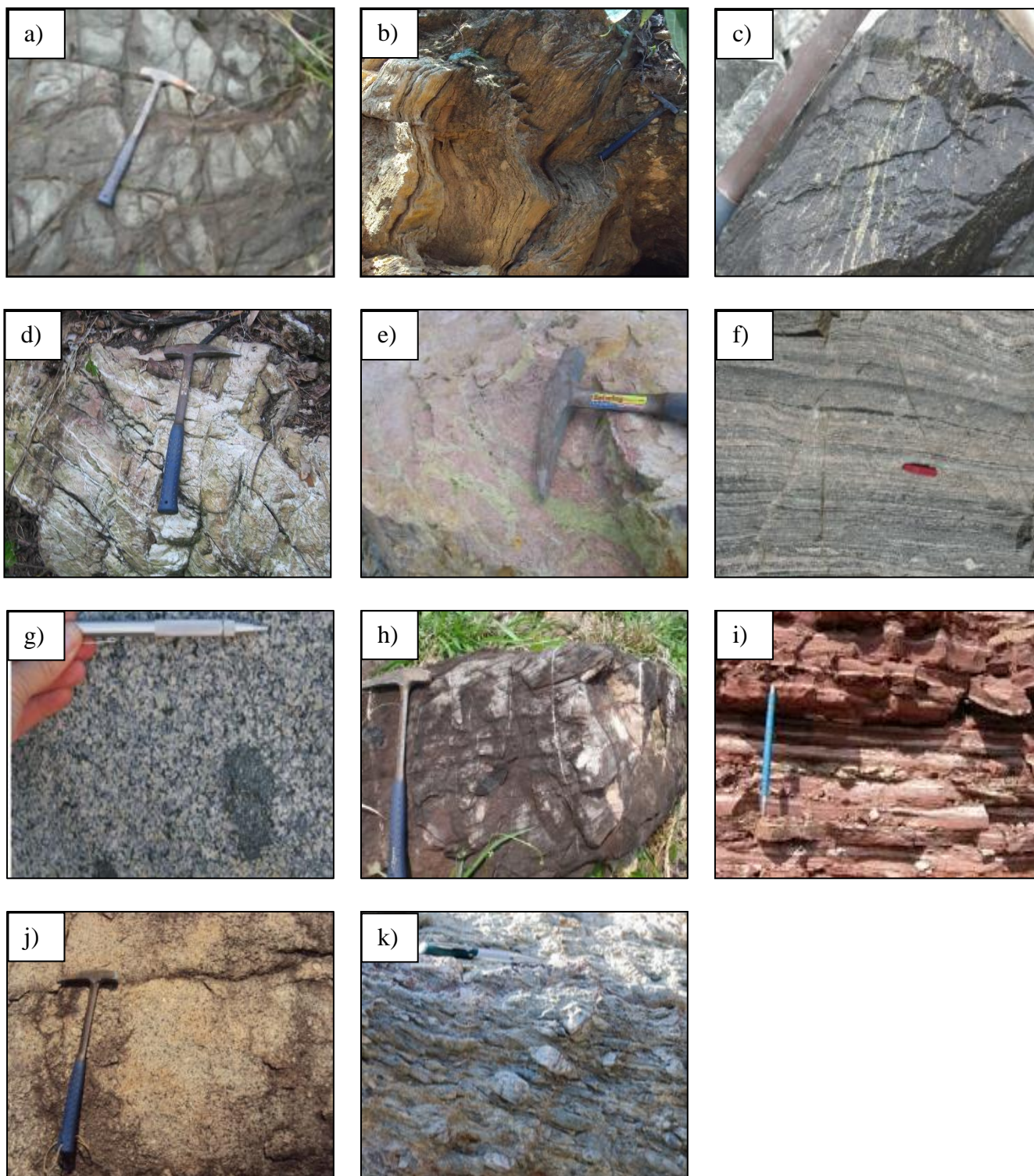


Figura 8 - a) Metabasalto da formação Mamão, grupo Babaçu; b) Metaultramáfica da formação Mamão, grupo Babaçu; c) Metagrauvacas/metasiltitos da formação Fazenda do Quincas, grupo Lagoa Seca. d) Metaultramáfica da formação Fazenda do Quincas, grupo Lagoa Seca. e) Metadacito da formação Recanto Azul, grupo Lagoa Seca. f) Tonalito Arco Verde do complexo TTG. g) Granodiorito Rio Maria do complexo TTG. h) Arenito da formação São Roque, grupo Gemaque. i) Siltito/argilito da formação Cachoeirinha, grupo Gemaque. j) Sienogranito da suíte Jamon. k) metaconglomerados da formação Couto Magalhães, grupo Baixo Araguaia.

As metaultramáficas são talco-clorita-sericita xistos (Figura 8b), com quantidades variáveis de quartzo, carbonato, pirita, pirrotita e magnetita. A porção superior é constituída predominantemente por rochas metassedimentares químicas. Metacherts ocorrem em pequenas lentes com turmalina, manganês, pirita, carbonatos recristalizados e ouro livre, e formações ferríferas bandadas ocorrem como lentes ou camadas quilométricas, formadas por intercalações de hematita e sílica. Metapelitos classificados como clorita e quartzo-sericita xistos também são descritos nesta sequência. O metamorfismo é considerado de fácies xisto verde a anfibolito. Esta sequência tem uma foliação de direção geral E-W, de 50-60° para sul e norte, em grande parte subverticalizada, cortada por zonas de cisalhamento, com alteração hidrotermal e mineralização de ouro associadas.

Souza *et al.* (2001) definiram três séries geoquímicas para as rochas metavulcânicas do *greenstone belt* Identidade: komatiítica, toleiítica de baixo potássio e cálcio-alcalina sódica, cujo modelamento geoquímico indicou que os magmas parentais dos komatiítos e basaltos toleiíticos foram derivados por fusão parcial de um manto lherzólítico fracamente empobrecido, enquanto os metadacitos foram gerados por fusão parcial de crosta oceânica transformada em granada anfibolito ou eclogito, em um ambiente de subducção.

A idade Sm-Nd de 3046 ± 32 Ma (Souza *et al.*, 2001; Tabela 2) obtida para metabasaltos, metagabros e metadacitos, é considerada como uma idade de referência para a formação deste grupo. Valores positivos de ϵNd (3,0 Ga) entre 1,11 e 2,53 para os metabasaltos e metagabros indicam que estas rochas derivaram de uma fonte mantélica, corroborada ainda por geoquímica de ETR e traços (Souza *et al.*, 2001).

2.3.1.2. Grupo Lagoa Seca

Esta unidade ocorre ao sul da Serra das Andorinhas segundo a direção NE-SW (Figura 9). A denominação Grupo Lagoa Seca foi proposta por DOCEGEO (1988), para reunir uma sequência de rochas metavulcânicas félsicas (metandesitos, metadacitos/metariodacitos) intercaladas com rochas metassedimentares, e outra sequência com predomínio de rochas metassedimentares (metagrauvacas, metassiltitos e metarenitos), intercaladas com rochas metavulcânicas máficas (metabasaltos, tremolita-actinolita e hornblenda-epidoto xistos), metaultramáficas (talco xistos) e níveis de formação ferrífera bandada, entendidas como sendo parte da porção superior dos *greenstone belts*, e divididas em duas unidades: Formação Fazenda do Quincas e Formação Recanto Azul, definidas por DOCEGEO (1988), Cordeiro & Saueressig (1980), Cordeiro (1982), Nascimento & Biagini (1988) e Huhn *et al.* (1988).

Formação Fazenda do Quincas

A Formação Fazenda do Quincas engloba um conjunto predominante de rochas metassedimentares clástico-químicos, por vezes intercalados com metavulcânicas máficas/ultramáficas e níveis esporádicos de metavulcânicas/subvulcânicas ácida-intermediária. Os metassedimentos clásticos são representados predominantemente pelas grauvas e siltitos (Figura 8c), os quais mostram passagens gradacionais, com intercalações centimétricas a métricas, que formam faixas estreitas e alongadas, subverticalizadas, com direção geral N40E. Uma característica importante desta Formação é a de servir de hospedeira para a mineralização aurífera na área do depósito Lagoa Seca. Ao que tudo indica, os parâmetros que regem o controle da mineralização, estão associados a zonas de cisalhamento restritas, principalmente, às rochas metaultramáficas (Figura 8d).

Datações U-Pb em zircão em metagrauva da Formação Fazenda do Quincas reportaram idade de 2971 ± 18 Ma (Macambira & Lancelot, 1991; Tabela 2), consideradas como idades mínimas de formação desta unidade.

Formação Recanto Azul

A Formação Recanto Azul é constituída por um conjunto de rochas metavulcânicas/subvulcânicas, intermediárias a ácidas (metandesitos, metadacitos e metariodacitos) (Figura 8e), que por sua vez podem estar intercalados com sedimentos predominantemente clásticos (grauva e silito) e níveis restritos de metavulcânicas máficas/ultramáficas.

Datações U-Pb em zircão obtidas em rochas metavulcânicas ácidas da Formação Recanto Azul, as quais forneceram idades de 2979 ± 5 Ma (Pimentel & Machado, 1994; Tabela 2) e $2904 \pm 29/-22$ Ma (Macambira & Lancelot, 1996; Tabela 2), também são consideradas como idades mínimas de formação desta unidade. Outra idade de referência deste vulcanismo félsico é de 2943 ± 88 Ma (Souza *et al.*, 2001; Tabela 2), obtida por Pb-Pb em metadacitos, cujos dados isotópicos Sm-Nd forneceram idades T_{DM} de 3,05 a 3,24 Ga (Tabela 2) e valores de ϵ_{Nd} (3,0 Ga) de + 0,22 a + 3,15 (Tabela 2), indicando que este vulcanismo é produto de fusão parcial de uma crosta oceânica com leve contaminação crustal durante a sua colocação.

2.3.2. Granitóides e Ortognaisses TTG

2.3.2.1. Tonalito Arco Verde

Medeiros (1987) e Gastal (1987) assinalaram a existência de gnaisses tonalíticos e granodioríticos bandados a sul do município de Rio Maria (Figura 9), entretanto foram Althoff *et al.* (1994) que estudaram e redefiniram o anteriormente Metatonalito Gnáissico Arco Verde dando-lhe o termo Tonalito Arco Verde (Figura 8f).

O Tonalito Arco Verde possui uma expressiva área de ocorrência na parte setentrional do Domínio Rio Maria, de acordo com os mapeamentos feitos por Santos & Pena Filho (2000) e Neves & Vale (1999) e aflora na porção sudeste da área de estudo. Esta unidade é constituída basicamente por tonalitos a trondhjemitos cinzas, equigranulares, granulação média, isotrópicos, apresentando texturas ígneas preservadas, ou são fortemente foliados. Mineralogicamente apresentam oligoclásio/andesina, quartzo, epidoto, biotita e localmente hornblenda, tendo como minerais acessórios titanita, apatita, magnetita, zircão, allanita e microclínio. Como minerais de alteração contêm clorita, calcita, muscovita e óxidos de ferro. Enclaves de quartzo dioritos, anfibolitos, granodioritos e monzogranitos, além de veios de aplitos e pegmatitos concordantes e discordantes à foliação são comuns.

A feição mais marcante destas rochas é um expressivo bandamento composicional, cuja gênese é motivo de controvérsias. Santos & Pena Filho (2000) e Neves & Vale (1999) admitem uma origem tectônica para o bandamento, ao passo que Althoff *et al.* (1994) e Althoff *et al.* (2000) interpretam o bandamento como de origem ígnea, produzido por processos de mistura magmática.

Análises modais do Tonalito Arco Verde, quando lançadas no diagrama QAP, seguem as séries de rochas cálcio-alcálicas de baixo K (Althoff *et al.*, 1994; Althoff *et al.*, 2000). Segundo Althoff *et al.* (2000), estas rochas foram derivadas por fusão parcial de um granada anfibolito, com o magma evoluído por cristalização fracionada. Idades de cristalização entre 2988 ± 5 e 2936 ± 4 Ma, obtidas por Pb-Pb e U-Pb em zircão (Macambira & Lancelot, 1996; Rolando & Macambira, 2003; Almeida *et al.*, 2008; Tabela 2), demonstram que o Tonalito Arco Verde é o granitóide TTG mais antigo do Domínio Rio Maria. Valores de ϵNd positivos, entre 1,56 e 2,6, indicam derivação mantélica para essas rochas, e as idades T_{DM} entre 3,02 e 2,91 Ga são coerentes com uma extração do manto próxima da idade de cristalização (Rolando & Macambira, 2003; Rämö *et al.*, 2002; Tabela 2). Embora contatos destes granitóides com as seqüências de *greenstone belts* não sejam bem definidos, um enclave de metapelito com idade

de 2927 ± 24 Ma (Althoff *et al.*, 1997; Althoff *et al.*, 1998), indica contemporaneidade entre estas unidades.

2.3.2.2. Granodiorito Rio Maria

Dall'Agnol *et al.* (1986) designaram Granodiorito Rio Maria rochas essencialmente granodioríticas (Figura 8g), ocorrentes nos arredores do município de Rio Maria e borda ocidental da área de pesquisa (Figura 9), associadas ainda a tonalitos e contendo enclaves máficos, possivelmente dioritos. Medeiros (1987) destacou o caráter homogêneo destas rochas, definindo quatro fácies petrográficas: biotita-hornblenda granodiorito, hornblenda-biotita granodiorito, biotita granodiorito e monzogranito. A hornblenda e a biotita são os máficos principais, e a característica marcante destas rochas é a intensa saussuritização dos cristais de plagioclásio, que imprime uma coloração levemente esverdeada as mesmas. Huhn *et al.* (1988) enfatizaram as duas primeiras fácies que são formadas essencialmente por plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita e hornblenda, com titanita, apatita, allanita, epidoto, clorita e opacos como acessórios. Estes mesmos autores citaram como evidência de metamorfismo, a presença de epidoto, clorita, quartzo e parte da titanita.

Medeiros & Dall'Agnol (1988) ressaltaram a existência de foliação, com direção predominante WNW-ESE e mergulhos subverticais. A orientação de minerais ferromagnesianos e dos enclaves máficos reforça tais considerações. Em termos microestruturais são comuns fraturamentos em cristais de feldspato (principalmente microclínio), *kink bands* em plagioclásio, extinção ondulante com formação de contatos suturados entre cristais de quartzo, podendo evoluir a novos grãos (Medeiros & Dall'Agnol, 1988).

No diagrama QAP estes granitóides têm comportamento similar ao das associações cálcioalcalinas de médio K (Medeiros & Dall'Agnol, 1988). Oliveira (2005) observou que as rochas do Granodiorito Rio Maria e rochas intrusivas máficas acamadadas que ocorrem associadas, próximas à cidade de Bannach apresentam caráter metaluminoso e características afins com as séries cálcio-alcalinas em certos diagramas, porém mostram teores mais baixos de Al_2O_3 e CaO e mais elevados de MgO, Cr e Ni, assemelhando-se geoquimicamente às suítes sanukitóides da Província Superior do Canadá.

Diversas datações foram realizadas em rochas desta unidade, pelos métodos Pb-Pb em zircão e U-Pb em zircão e titanita, com as idades variando entre 2881 ± 8 e 2852 ± 16 Ma (Pimentel & Machado, 1994; Macambira & Lancelot, 1996; Gaudette *et al.*, 1998; Avelar *et*

al., 1999; Dall'Agnol *et al.*, 1999; Rolando & Macambira, 2003), dentre as quais destacam-se as idades de 2874 ± 10 Ma (Macambira & Lancelot, 1996) e 2872 ± 5 Ma (Pimentel & Machado, 1994), ambas obtidas pelo método U-Pb em zircão e titanita. Valores de ϵ_{Nd} de +1,2 a -0,53 e idades T_{DM} de 2,92 a 3,07 Ga (Leite, 2001; Rämö *et al.*, 2002; Rolando & Macambira, 2003), aliados à presença de xenocristais com idades entre 2970 e 3100 Ma (Rolando & Macambira, 2003), demonstraram contaminação crustal nos magmas geradores destes granitóides.

2.3.3. Grupo Gemaque

A cobertura sedimentar da serra das Andorinhas, sotoposta aos granitóides e *greenstone belts* Arqueanos do Domínio Rio Maria, foi inicialmente reunida na Sequência Gemaque (Cordeiro & Saueressig, 1980) (Figura 9). Cordeiro (1982) correlacionou estas rochas ao Grupo Rio Fresco, contudo Santos & Pena Filho (2000), redefiniram o Grupo Gemaque, subdividindo-o nas Formações São Roque e Cachoeirinha.

O Grupo Gemaque é constituído por sucessões psamo-psefíticas, pelíticas e carbonáticas, não metamorfisadas ou incipientemente metamorfisadas, em uma bacia sinformal basculada de NW para SE, com camadas mergulhando de 10° a 30° para NE e SW e localmente com antifomes com eixos para SE (Cordeiro, 1982; Santos & Pena Filho, 2000). Esta unidade recobre discordantemente as rochas Arqueanas do Grupo Babaçu e do Granodiorito Rio Maria. A leste, o Grupo Gemaque faz contato tectônico com as rochas Neoproterozóicas da Formação Couto Magalhães, do Grupo Baixo Araguaia.

Baseado na correlação prévia com o Grupo Rio Fresco e deste com a Formação Águas Claras, posicionada no Neoarqueano (Dias *et al.*, 1996), o Grupo Gemaque foi também posicionado no Arqueano (Santos, 2003). Adicionalmente, Macambira (1992) datou cristais de zircão detrítico de um quartzito, atribuído a esta unidade, por U-Pb TIMS, e obteve idades entre 2,76-3,15 Ga que denotam fontes detríticas Arqueanas, e estabelecem uma idade máxima de sedimentação de 2,76 Ga. Por outro lado, Santos & Pena Filho (2000) identificaram litoclastos de granito subvulcânico, riolito e grãos de ortoclásio e quartzo bipiramidal com baias de corrosão, os quais correlacionaram ao magmatismo félsico anorogênico do Paleoproterozóico (ca. 1,88 Ga). Além disso, estes autores também mencionaram metamorfismo de contato nos psamitos e pelitos do Grupo Gemaque, causado por intrusões graníticas Paleoproterozóicas (ca. 1,88 Ga). Assim, o posicionamento estratigráfico para as rochas do Grupo Gemaque ainda se encontra em aberto.

2.3.3.1. Formação São Roque

A Formação São Roque representa a unidade basal do Grupo Gemaque, é composta essencialmente por arenitos ortoquartzíticos (Figura 8h), seguidos por quartzos grauvacas, para e ortoconglomerados (poli e oligomíticos), sublitarenitos conglomeráticos e brechas polimíticas, bem como folhelhos avermelhados subordinados. As estruturas sedimentares, como estratificação cruzada plana e laminação, estão preservadas, mas localmente exibem microtexturas de recristalização de quartzo nos ortoquartzitos e de sericita na matriz das quartzos-grauvacas (Santos & Pena Filho, 2000). A Formação São Roque marca uma sedimentação continental fluvial entrelaçada com contribuições de leques aluviais, planície de inundação e lagos.

2.3.3.2. Formação Cachoeirinha

A Formação Cachoeirinha representa uma sucessão predominantemente pelítica do topo do Grupo Gemaque e é constituída por siltitos e argilitos (Figura 8i) rosados com ondulações cavalgantes, intercalados com arenitos finos com marcas onduladas e estratificação cruzada acanalada, bem como folhelhos cinza-escuro (carbonosos) e esverdeados (calcíferos/dolomíticos?) subordinados. Ao microscópio, as rochas pelíticas mostram argilominerais recristalizados para sericita, por vezes desenvolvendo sombras de pressão ao redor de cristais de minerais opacos (Santos & Pena Filho, 2000). Ramos *et al.* (1984) descreveram em testemunho de sondagem da DOCEGEO no flanco norte da serra das Andorinhas uma sucessão química de ambiente marinho representada por calcários dolomíticos, com níveis de brecha intraformacional, chert e folhelho carbonoso intercalados. A Formação Cachoeirinha denota uma sedimentação marinha rasa, associada a lagos costeiros (Santos & Pena Filho, 2000).

2.3.4. Suíte Intrusiva Jamon

Dall'Agnol *et al.* (2005) propôs a Suíte Granítica Jamon para englobar diversos corpos graníticos com características geoquímicas de granitos tipo-A oxidados (Figura 9). Esta suíte é composta pelos granitos Jamon, Bannach, Cachoeirinha, Gradaús, Manda Saia, Marajoara,

Musa, Redenção, São João e Seringa, dentre outros, sem designação formal, do qual somente o primeiro ocorre na área de estudo.

Estes corpos são intrusivos, indiscriminadamente, em todas as unidades do Domínio Rio Maria. Apresentam formas variadas, definem corpos circunscritos, alongados, ou com contornos irregulares, isotrópicos, embora sejam comumente seccionados por falhas e fraturas rúpteis de direções variadas (N-S, NW-SE, WNW-ESE e NE-SW), as quais influenciam grandemente o relevo, caracterizado por feições topográficas positivas, que os distingue de suas encaixantes. Em termos de assinatura aerogeofísica, nos mapas aerogamaespectométricos são marcados por anomalias radiométricas expressivas.

São granitos de coloração rosada, avermelhada ou acinzentada, leuco a hololeucocráticos, de granulação média a grossa, localmente fina ou pegmatóide, com textura equigranular a heterogranular, apresentando localmente textura porfirítica, inclusive *rapakivi*. Os tipos petrográficos caracterizados são principalmente sienogranitos, monzogranitos e álcali-feldspato granitos (Figura 8j). São definidos mineralogicamente por quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio, biotita, hornblenda, clorita e muscovita. Como acessórios ocorrem minerais opacos, zircão, apatita, magnetita, ilmenita, allanita, titanita, fluorita, clorita e granada. Epidoto, fluorita, clorita, sericita, minerais argilosos e hidróxidos de ferro são os principais constituintes secundários.

No granito Jamon, a distribuição de tipos petrográficos sugere um zoneamento composicional, no qual, as fases mais evoluídas tendem a se concentrar nas porções mais centrais dos corpos, e as menos evoluídas ocorrendo nas bordas (Almeida, 2005; Oliveira *et al.*, 2006). Associados ocorrem também diques porfiríticos de natureza dacítica e granítica (Dall'Agnol *et al.*, 1986; Dall'Agnol *et al.*, 1999).

Geoquimicamente são caracterizados por uma natureza subalcalina, metaluminosa a peraluminosa, com assinatura geoquímica de granitos intraplaca tipo-A (Almeida, 2005; Dall'Agnol *et al.*, 1999). A ocorrência de magnetita intercrescida a ilmenita e formada a partir da oxi-exsolução da titanomagnetita, altas razões de $FeOt/(FeOt+MgO)$, bem como altos valores de susceptibilidade magnética (da ordem de 13 a 322×10^{-4} (SI) nos granitos Musa e Jamon) demonstram que os granitos desta suíte foram formados em condições oxidantes, comparáveis aos granitos à magnetita (Dall'Agnol *et al.*, 1999). Quatro corpos desta suíte foram datados (granitos Seringa, Redenção, Musa e Jamon) por vários métodos (U-Pb em zircão, Pb-Pb em zircão e rocha total), apresentando idades similares, entre 1893 ± 15 Ma e 1870 ± 68 Ma (Machado *et al.*, 1991; Barbosa *et al.*, 1995; Dall'Agnol *et al.*, 1999; Avelar 1996; Tabela 2), caracterizando um expressivo magmatismo orosiriano no Domínio Rio Maria. Dados de

isótopos de Nd obtidos em alguns corpos da Suíte Intrusiva Jamon mostram valores de ϵNd (1,88 Ga) variando de -10,0 a -8,1, idades T_{DM} entre 3,02 e 2,60 Ga (Dall'Agnol *et al.*, 1999; Rämö *et al.*, 2002), o que, segundo estes autores, indica derivação de fontes crustais similares Neoarqueanas quartzo dioríticas (Dall'Agnol *et al.*, 1999).

Dall'Agnol *et al.* (1999) consideram que os granitos Musa e Jamon foram colocados em níveis crustais rasos, sob pressões em torno de 3 kbar, e foram capazes de gerar metamorfismo de fácies hornblenda *hornfels* em suas encaixantes supracrustais, as quais por sua vez chegam a desenvolver mineralizações de wolframita associadas a veios de quartzo, na região de Pedra Preta, que teria relação com a colocação do Granito Musa.

2.3.5. Grupo Baixo Araguaia

O termo Grupo Baixo Araguaia foi proposto por Hasui *et al.* (1977), depois modificada por Souza & Moreton (1995) para englobar rochas metamórficas que ocorrem na região do baixo rio Araguaia (Figura 9).

2.3.5.1. Formação Couto Magalhães

Na área de estudo, mais precisamente no extremo oriental da região, afloram rochas enquadradas por Hasui *et al.* (1977) como pertencentes à Formação Couto Magalhães, constituída essencialmente por um conjunto de rochas de baixo grau metamórfico representada por filitos pelíticos e filitos grafitosos, metarcósios, metassiltitos e lentes de quartzitos, com conglomerados na base (Figura 8k). Os filitos pelíticos apresentam granulação fina, coloração cinza esverdeada e são constituídos por sericita, clorita e quartzo (Gorayeb *et al.*, 2008).

Souza & Moreton (1995) se referem a estruturas sedimentares primárias preservadas em metarcósios da Formação Couto Magalhães, como estratificações plano-paralelas e cruzadas. Segundo Figueiredo *et al.* (1994), o metamorfismo para essas rochas varia de anquimetamórfico a fácies xisto verde.

As principais estruturas tectônicas reconhecidas nas rochas desta formação são a xistosidade, ou clivagem ardosiana e uma clivagem de crenulação, ou clivagem de fratura. Ao microscópio são marcantes as texturas lepidoblásticas, com forte orientação preferencial de minerais micáceos, assim como de grânulos lenticulares de quartzo (Gorayeb *et al.*, 2008).

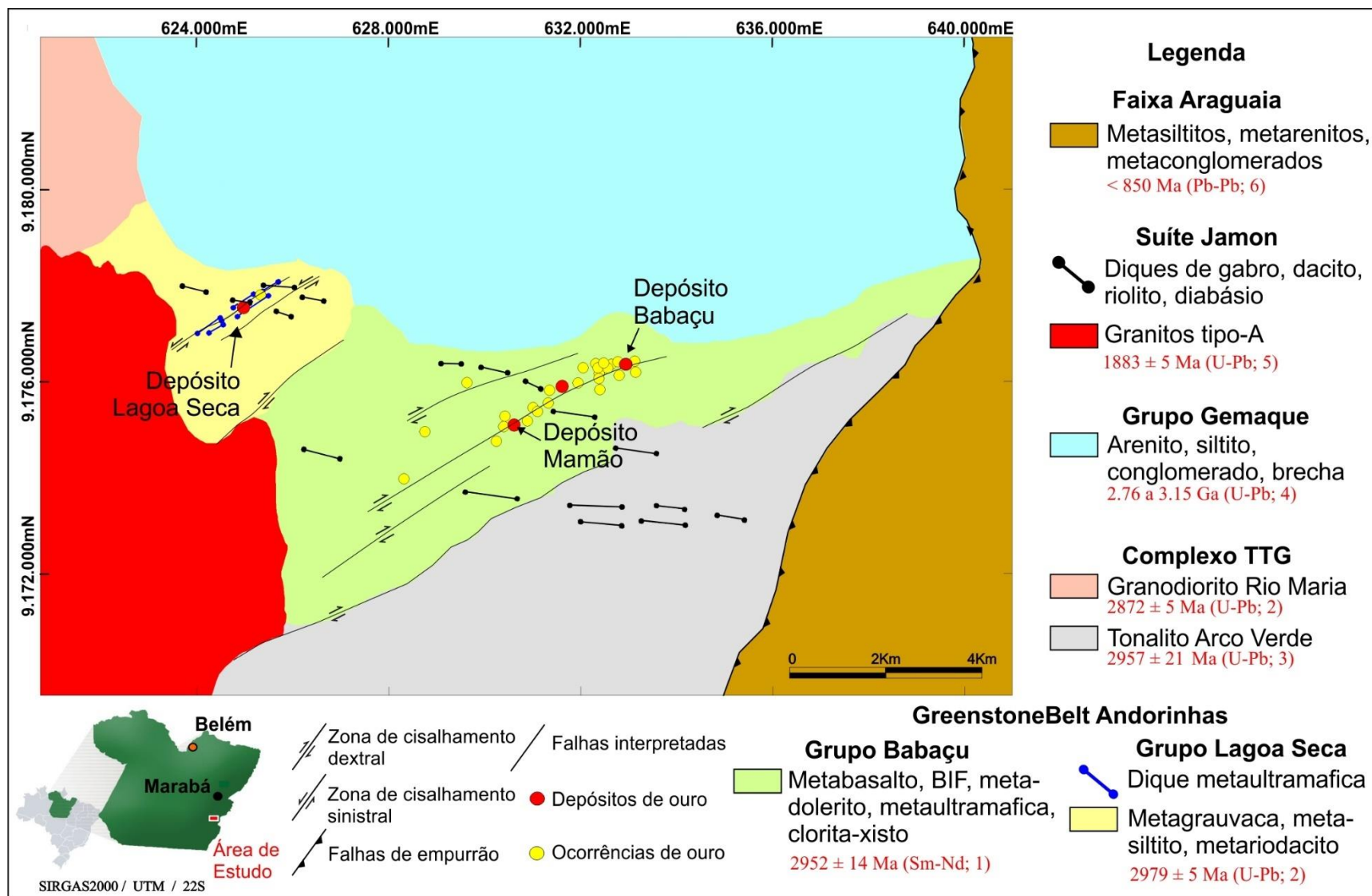


Figura 9 - Mapa geológico do *greenstone belt* Andorinhas. Idades geocronológicas de referência: 1- Este Trabalho; 2- Pimentel & Machado (1994); 3- Macambira & Lancelot (1996); 4- Macambira (1992); 5- Machado *et al.* (1991); 6- Vasques *et al.* (2008).

2.4. Geocronologia e Evolução Crustal do Domínio Rio Maria

Vários estudos geocronológicos têm sido realizados na área do Domínio Rio Maria ao longo das últimas 3 décadas, sobretudo os estudos voltados para a evolução crustal dos terrenos *greenstone belts* e suas mineralizações associadas, da granitogênese Arqueana e da granitogênese anorogênica Paleoproterozóica.

Este domínio contém as rochas mais antigas do Bloco Carajás do Cráton Amazônico, sendo composto predominantemente por associações tectônicas Mesoarqueanas de *greenstone belts* e granitóides e ortognaisses do tipo TTG que evoluíram em um intervalo de cerca de 230 Ma (Tabela 2). Neste domínio também ocorrem associações sedimentares Arqueanas, bem como granitos e diques relacionados a um magmatismo anorogênico do Orosiriano.

Dois episódios principais de acreção de crosta juvenil, com geração de pares *greenstones belts* - granitóides TTG, e distintos temporalmente, foram propostos por Souza *et al.* (2001) e corroborados por este trabalho, cujos intervalos, modificados de acordo com dados geocronológicos atuais são: 3,04 – 2,92 Ga e 2,88–2,82 Ga (Tabela 2). O evento mais antigo engloba a formação dos grupos Babaçu e Lagoa Seca (3,04 – 2,90 Ga) e de um intenso magmatismo sintectônico (2,99 – 2,92 Ga), típico das séries TTG Arqueanas, de *trend* cálcio-alcalino (Tonalito Arco Verde). Admite-se que a colocação do magmatismo TTG foi sin a tardi-orogênico em relação à formação das sequências *greenstone*.

Na região da Serra das Andorinhas, aparentemente as idades do Grupo Lagoa Seca (2,98-2,90 Ga) indicam uma evolução mais tardia e prolongada dos *greenstone belts*, com colocação posterior do Tonalito Arco Verde (2,96-2,94 Ga), já que foram observados no mesmo, enclaves de metapelitos de idade de 2,93 Ga (Althoff *et al.*, 1997; Althoff *et al.*, 1998).

A formação inicial da crosta Mesoarqueana envolvendo adição de material mantélico na geração dos *greenstone belts* e granitóides associados ($\epsilon\text{Nd} = +0,22$ a $+4,39$ Tabela 2), deve ter evoluído em um ambiente de bacias marginais e arcos de ilha, cujos magmas parentais se formaram a partir da fusão parcial do manto empobrecido, no caso dos komatiítos e toleítos, e fusão parcial de crosta oceânica antiga transformada em granada anfibolito ou eclogito, no caso dos tonalitos e metavulcânicas dacíticas (Souza *et al.*, 2001; Althoff *et al.*, 2000; Leite *et al.*, 2004).

Registros de uma crosta mais primitiva que 3,0 Ga no Domínio Rio Maria são reconhecidos através de idades obtidas em zircões detríticos de 3,2 Ga (Macambira & Lancelot, 1991), de 3,4 e 3,7 Ga (Macambira *et al.*, 1998), além de zircões herdados de 3,2 Ga do Granito Musa (Machado *et al.*, 1991) e de 3,1 Ga do Granito Jamon (Macambira & Dall’Agnol, 1997).

O segundo evento de acreção crustal é marcado por um volumoso magmatismo de afinidade cálcio-alcálico rico em Mg, similar aos granitóides sanukitóides, representado pelo Granodiorito Rio Maria (2,88-2,85 Ga, Tabela 2).

O Orosiriano no Domínio Rio Maria é marcado por um magmatismo tipo A, representado pelos granitos da Suíte Intrusiva Jamon. Os isótopos de Nd (ϵ_{Nd} 1,88 Ga de -8,8 a -10,5 e T_{DM} de 3,02 e 2,60 Ga; Tabela 2) evidenciam fontes crustais Arqueanas para essa granitogênese, e os modelamentos geoquímicos, isotópicos (Dall’Agnol *et al.*, 1999; Rämö *et al.*, 2002) e experimentais (Dall’Agnol *et al.*, 1999) indicam uma origem para esses granitos, a partir de diferentes graus de fusão parcial de um protólito quartzo diorítico Mesoarqueano, distinto dos granitóides Arqueanos aflorantes no Domínio Rio Maria.

A Tabela 2 sintetiza os dados geocronológicos obtidos para o Domínio Rio Maria e seus respectivos autores.

Associação	Unidade Litoestratigráfica		Idade de Formação / Fontes Detríticas (Ma)	Método	T _{DM} (Ga)	εNd (t)
Magmatismo Félsico Intracontinental	Suíte Intrusiva Jamon	Jamon	1885 ± 32 ¹	Pb-Pb zr	3,02 e 2,87 ¹	-9,7 e -9,5 ¹
		Musa	1883 +5/-2 ²	U-Pb T zr	2,60 a 2,82 ¹	-9,3 a -9,6 ¹
		Redenção	1870 ± 68 Ma ³	Pb-Pb rt	2,73 a 2,80 ¹³	-8,8 a -10,5 ¹³
		Seringa	1893 ± 15 ⁴	Pb-Pb zr		
Coberturas Sedimentares	Grupo Gemaque (Formação Cachoeirinha)		2,76-3,15 (*) ⁵	U-Pb T zrd		
Granitóides e Ortognaisses TTG	Granodiorito Rio Maria		2872 ± 5 ⁹	U-Pb T zr, ti	3,01 a 2,92 ⁶	+0,4 a +1,2 ⁶
			2874 +9/-10 ¹⁰	U-Pb T zr	3,01 e 2,92 ¹³	+0,2 a +1,2 ¹³
			2878 ± 4 ¹	Pb-Pb zr		
			2875 ± 7, 2877 ± 6, 2880 ± 4, 2881 ± 8 ⁸	Pb-Pb zr	3,07 a 2,97 ⁸	-0,53 a +0,74 ⁸
			2859 ± 19 ¹¹ , 2852 ± 16 ¹²	Pb-Pb zr		
	Tonalito Arco Verde		2957 +25/-21 ¹⁰	U-Pb T zr	2,94 e 2,91 ¹³	+2 e +2,6 ¹³
			2965 ± 1, 2981 ± 8, 2988 ± 5 ⁸	Pb-Pb zr	3,02 e 3,01 ⁸	+1,56 e +1,72 ⁸
			2936 ± 4 ⁷ , 2964 ± 2 ¹⁴	Pb-Pb zr		
Greenstone Belts	Grupo Lagoa Seca		2979 ± 5 ⁹	U-Pb T zr		
			2904 + 29/-22 ¹¹ , 2971 ± 18 ¹⁵	U-Pb T zr		
			2943 ± 88 ¹⁶	Pb-Pb rt	3,24 a 3,05 ¹⁶	+0,22 a +3,15 ¹⁶
			2867 ± 40, 2743 ± 109 ¹⁸	Sm-Nd rt	3,04 a 2,78 ¹⁸	+1,32 a +4,39 ¹⁸
	Grupo Babaçu		3046 ± 32 ¹⁶	Sm-Nd rt		+1,11 a +2,53 ¹⁶
			2971 ± 95 ¹⁷	Pb-Pb pi		
			2952 ± 14 ¹⁸	Sm-Nd rt	3,32 a 2,70 ¹⁸	+0,11 a +4,25 ¹⁸

Tabela 2 – Síntese dos dados geocronológicos disponíveis para o Domínio Rio Maria.

Abreviaturas: T. ID-TIMS; rt. rocha total; ti. titanita; pi. pirita; zr. zircão; zrd. zircão detrítico; εNd (t). calculado para idade de cristalização; (*) - idades em Ga.

Referências: 1 – Dall’Agnol *et al.* (1999); 2 – Machado *et al.* (1991); 3 – Barbosa *et al.* (1995); 4 – Avelar (1996); 5 – Macambira (1992); 6 – Leite (2001); 7 – Almeida *et al.* (2008); 8 – Rolando & Macambira (2003); 9 – Pimentel & Machado (1994); 10 – Macambira & Lancelot (1996); 11 – Gaudette *et al.* (1998); 12 – Avelar *et al.* (1999); 13 – Rämö *et al.* (2002); 14 – Vasquez *et al.* (2008); 15 – Macambira & Lancelot (1991); 16 – Souza *et al.* (2001); 17 - Galarza *et al.* (2006); 18 – Este trabalho.

Capítulo – 3

MÉTODOS ANALÍTICOS

3. MÉTODOS ANALÍTICOS

3.1. Petrografia e Química mineral

As amostras geológicas foram obtidas a partir de furos de sondagem diamantados (DDH) que interceptaram diferentes níveis mineralizados do depósito Mamão (Furos MAF-51, MAF64, MAF-65, MAF-74, MMD004, MMD044, RBD-011 e RBD017) e Lagoa Seca (RBD006 e RBD027), além de amostras geológicas coletadas diretamente nas cavas (zonas de alteração e minério) dos referidos depósitos. Estudos petrográficos foram obtidos através de seções polidas e delgada usando o microscópio Olympus modelo BX60FS (Olympus Optical Co. Ltd.) do laboratório de microscopia da Universidade de Brasília.

As análises de química mineral foram realizadas pela microsonda eletrônica de alta resolução modelo Jeol JXA 8230, composta por 5 espectrômetros de comprimento de onda dispersivos (WDS) e um espectrômetro de energia dispersada (EDS), do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. As condições de análises foram voltagem de 15 kV e 10 nA de corrente para silicatos e de 20 kV e 20 nA para sulfetos, ambos com feixe de elétrons com 1 µm de diâmetro e com tempo de contagem de 5 segundos. O padrão utilizado para calibragem da análise dos sulfetos compreende os elementos As, Zn, Ga, Se, S, Pb, Bi, Te, Cd, Fe, Co, Cu, Sb, Hg, Mo, Au, Ag, In, Pd e para silicatos inclui os elementos Na, Mg, F, Al, Si, K, Cl, Ca, Ti, Mn, Sr, P, Cr, Zn, Fe, V, Ba, Ni.

3.2. Litogeoquímica

Foram realizadas 51 análises de litogeoquímica no Laboratório ALS, Canadá, sendo 30 análises para o depósito Mamão e 21 análises para o depósito Lagoa Seca. As análises foram efetuadas a partir de 50g de material rochoso obtidas de furos de sondagem diamantados (DDH), previamente pulverizado e homogeneizado. Foi escolhido o pacote com 60 elementos, mais perda ao fogo, para realizar uma caracterização geoquímica completa. Os elementos maiores e menores foram obtidos por ICP-AES com abertura por metaborato de lítio, fusão por tetraborato e diluição por digestão de ácido nítrico. Elementos terras raras e os elementos refratários foram determinados por ICP-MS seguindo os mesmos padrões de aberturas químicas descritas anteriormente. Perda ao fogo foi medida após ignição a 1000°C e carbono e enxofre foram obtidos pelo método de forno de combustão. O teor de Au (ppm) foi fornecido pela empresa Reinarda Mineração Ltda, obtido em laboratório comercial (Geosol Ltda) utilizando o método *fire-assay* por absorção atômica.

3.3. Isótopos de Sm-Nd

Os dados isotópicos de Sm-Nd foram obtidos no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. As amostras de rocha foram moídas e homogeneizadas para separar entre 50 a 100 mg de material que foi dosado com soluções ^{149}Sm e ^{150}Nd , e posteriormente atacado com 1 ml de HNO_3 e 4 ml de HF em bombas de teflon com revestimento de aço. Após dissolução, as amostras foram secadas e atacadas novamente com a mesma mistura de ácidos durante quatro dias a 190°C , continuando posteriormente com uma nova fase de secagem e dissolução com 2 ml de HNO_3 concentrado. Depois de secado, o resíduo foi dissolvido mais uma vez com 6 ml de HCl (6N) para então ser novamente secado e, por fim, dissolvido em 2 ml de HCl (2.5N).

A separação dos ETR foi feita em uma coluna primária de quartzo de 15 cm de altura, contendo 12 cm de resina catiônica Bio-Rad AG 50W-X8 200-400 *mesh* em solução aquosa. A amostra em solução foi eluída através da coluna usando HCl. Os ETR foram coletados na fração entre 1 a 15 ml de HCl (6N) após eluição com 32 ml de HCl (2.5N). A coluna foi regenerada com 15 ml de HCl (6N) e armazenada em solução com ácido diluído. O HCl (2.5N) foi padronizado mediante titrimetria usando NaCO_3 (anidro) como base e alaranjado de metila como indicador.

Para conseguir separar o Sm do Nd, a solução de ETR em 200 μm de HCl (0.18N) foi passada através de uma coluna secundária de Savillex® de 10 cm de altura contendo 6.5 cm de resina LN-Spec (resina líquida HDEHP 270-150 *mesh* em teflon coberto com di-etilexil ácido fosfórico). A fração de Nd foi coletada em 4 ml de HCl (0.3N) após 10 ml inicial de HCl (0.18N). Com a coleta do Nd completada, 2 ml de HCl (0.3N) foram descartados para depois obter o Sm em 4 ml de HCl (0.4N) com uma velocidade de fluxo de $\sim 1\text{ml}/30\text{min}$. A regeneração da resina foi feita usando 6 ml de HCl (6N), e a coluna foi condicionada novamente com 3 ml de água purificada seguida de duas passadas com 3 ml de HCl (0.18N). A fração coletada na coluna secundária foi evaporada junto com duas gotas de H_3PO_4 a (0.025N). O resíduo foi dissolvido em 1 μl de HNO_3 , destilado a 5% e colocado em um filamento duplo de Re. O espectrômetro de massa utilizado foi um Finnigan MAT 262 com sete coletores em modo estático.

As incertezas nas razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foram menores do que 0.2% (2σ), e 0.0064% (2σ), respectivamente, com base na análise do padrão internacional BHVO-1. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foi normalizada usando $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. A constante de decaimento radiotivo usada foi $6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. Os valores das idades T_{DM} foram calculados segundo o modelo de De Paolo (1981) e o cálculo de idade foi realizado usando macro baseado nas rotinas disponíveis no software ISOPLOT-R (Vermeesch, 2018).

3.4. Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio

Os dados de isótopos estáveis de carbono e oxigênio foram obtidos no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, com o espectrômetro de massa DELTA V PLUS com entrada dupla (dual inlet), que permite a análise de amostras por sistema on line e off line. Como procedimentos, foram realizados testes de pesagem para os quais foi utilizada uma alíquota de 0,4 mg que gerou melhor sinal isotópico apesar de o padrão de pesagem ser 0,2 mg. O erro analítico para $\delta^{13}\text{C}$ é de 0,05‰ e 0,10‰ para $\delta^{18}\text{O}$. Na etapa de preparação e extração do gás CO_2 para análise das razões isotópicas, utilizou-se o equipamento GasBench II (online) acoplado a um espectrômetro de massa de fonte gasosa Delta V Advantage, sendo os frascos de vidro contendo as amostras dispostos em um bloco térmico onde se mantém a temperatura de 72°C, com o objetivo de reduzir o tempo de reação. Por meio da inserção de agulhas através de um septo, inicialmente, retira-se o excesso de gases atmosféricos utilizando-se um fluxo de He. Posteriormente, uma segunda agulha perfura o septo injetando ácido H_3PO_4 a 100% para que ocorra reação com a amostra, liberando o CO_2 . Por fim, uma última agulha extrai o gás, que é purificado e enviado para o espectrômetro para determinação das razões isotópicas de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ em carbonato.

3.5. Espectroscopia de Reflectância

O espectro de reflectância das amostras foi medido utilizando espectrorradiômetro de reflectância FieldSpec3 Hi-Res® (ASD) diretamente sobre as amostras de testemunho de sondagem. As medidas foram realizadas utilizando a sonda de contato, que apresenta como fonte de luz uma lâmpada de halogênio. A janela de aquisição da sonda de contato tem área de 1 cm^2 , e o espectro salvo representa a média de 75 espectros coletados na mesma área. O dispositivo coleta os espectros em três módulos, um cobrindo os comprimentos de onda do visível ao infravermelho próximo (VNIR: 350-1.000 nm) e dois cobrindo o infravermelho de ondas curtas (SWIR: 1.000-2.500 nm). O intervalo de amostragem do espectrômetro é de 1,4 nm no VNIR e de 2,0 nm do SWIR, com uma precisão de comprimento de onda de $\pm 0,5$ nm. A resolução espectral é de 3 nm no VNIR, e 8 nm no SWIR. Os espectros coletados pelo ASD são convertidos de radiação para reflectância utilizando o sinal do Spectralom™, coletado por meio de uma calibração feita a cada 20 minutos durante a coleta dos dados.

Capítulo – 4

GEOFÍSICA E GEOLOGIA ESTRUTURAL

4. GEOFÍSICA E GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1. Geofísica do *Greenstone Belt* Andorinhas

Nos últimos anos, o avanço das técnicas de interpretação geofísica, através dos métodos magnetométrico e gamaespectrométrico, tem auxiliado o mapeamento geológico, principalmente em regiões onde a cobertura de solo é espessa e os afloramentos são escassos (Silva *et al.*, 2003; Teixeira *et al.*, 2006), como por exemplo no *Greenstone Belt* Andorinhas.

A magnetometria consiste na medição de pequenas variações do campo magnético terrestre em consequência da distribuição heterogênea das rochas magnetizadas. A gamaespectrometria localiza e traça emissões radioativas naturais dos chamados raios gama, fornecendo informações sobre a concentração de K, U e Th em rochas e solos na superfície terrestre, auxiliando na localização de depósitos minerais relacionados a alterações hidrotermais.

Uma serie de dados geofísicos estão disponíveis recobrando a área de estudo, em diferentes escalas. A CPRM (Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais) disponibiliza mapas geofísicos de sinal analítico, intensidade magnética total e contagem total, ambos em escala de 1:1.000.000. Alguns levantamentos geofísicos terrestres foram realizados em alvos pontuais por diversas empresas de pesquisa ao longo das décadas de 1980 e 1990. São dados de magnetometria, IP e gravimetria, de baixas resoluções, geralmente disponíveis em escala 1:25.000 ou maior, bastante localizados e limitados em relação à totalidade da cobertura do *Greenstone Belt* Andorinhas, não servindo, portanto, para o estudo proposto neste trabalho.

Entretanto, novos e robustos dados aeromagnetométrico e gamaespectrométrico de alta resolução, recobrando toda a área de estudo, foram adquiridos pela empresa Reinarda Mineração Ltda., com a finalidade principal de fornecer subsídios e dados auxiliares para a interpretação geológica do mapeamento de campo e entendimento do modelo estrutural geológico da região do *Greenstone Belt* Andorinhas. O levantamento aeroportado foi executado segundo linhas de voo de direção norte-sul e um espaçamento de 125 metros entre linhas, com altura de voo estabelecida a 100 metros acima do terreno.

Neste estudo, o dado aerogeofísico que melhor contribuiu para a interpretação e classificação dos lineamentos estruturais foi o mapa de sinal analítico (Figura 10), e o que melhor auxiliou na identificação e determinação de unidades geológicas regionais, na identificação de possíveis *trends* e zonas anômalas relacionadas com as principais ocorrências auríferas da região foi o gamaespectrométrico de distribuição ternária de Th, U e K (Figura 11).

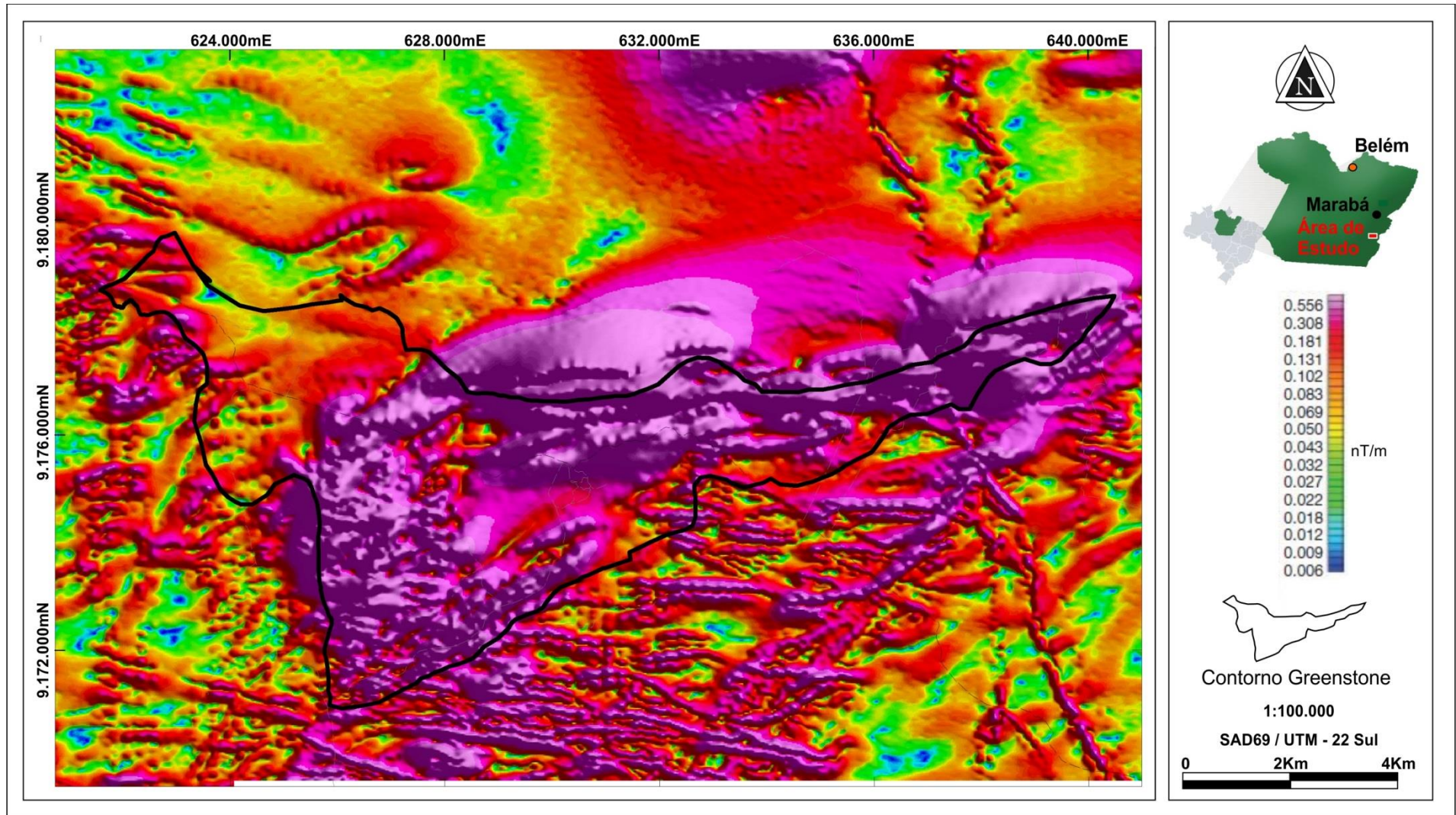


Figura 10 - Mapa de Intensidade do Sinal Analítico de Magnetometria para o *Greenstone Belt* Andorinhas.

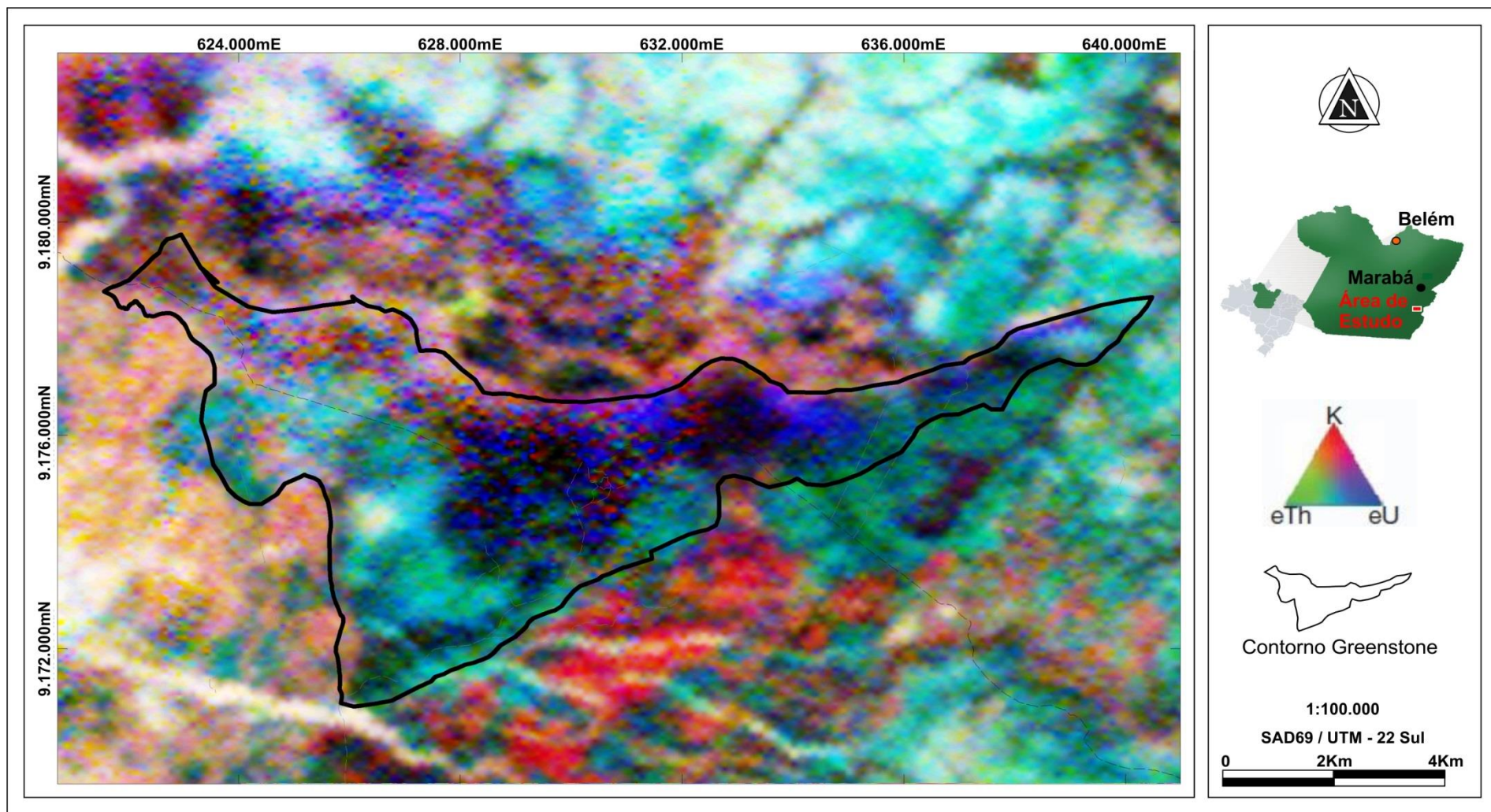


Figura 11 - Mapa da distribuição ternária com padrão R (K), G (Th), B (U) dos dados radiométricos disponibilizados para o *Greenstone Belt* Andorinhas.

As litologias expostas na região do *greenstone belt* Andorinhas mostram diferentes graus de deformação e metamorfismo, com predominância da fácies xisto verde à anfibolito. Várias zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis, variavelmente espaçadas, são responsáveis pela deformação mais importante observada nestas rochas, sendo estas últimas recortadas por falhas e lineamentos mais jovens.

4.2. Principais Lineamentos Regionais

A baixa densidade de afloramentos na região amazônica impõe grandes limitações aos estudos de natureza tectônico-estrutural. Para minimizar tais problemas, uma interpretação regional da estruturação dos lineamentos mais importantes foi obtida a partir de dados aerogeofísicos magnéticos e radiométricos, corroborados por imagens de satélites (Landsat 7, Quickbird, Aster) e radar (Jers e Radam Brasil).

Durante a etapa de interpretação e extração dos lineamentos mais importantes, foi possível individualizar cinco (05) grupos de lineamentos principais, cada um representado por uma unidade estrutural definida por um conjunto de diferentes idades, *trends*, densidades e intensidade do retrabalhamento de estruturas menores, o que define um padrão estrutural particular para cada conjunto.

Os lineamentos L1 são caracterizados por estruturas de direção E-W, visíveis apenas em interpretações sobre imagens. Representam estruturas rúpteis em resposta a eventos extensionais no sentido de Norte-Sul, e que podem representar a fase inicial de riftiamento (fase Dn) (Figura 12a) para posterior deposição das sequências vulcanossedimentares.

Os lineamentos L2 são encontrados em campo formando feições planares com mergulho de moderado ângulo para N. São interpretados como sendo a atuação de uma tectônica compressiva no sentido N para Sul (fase D1), similar a uma frente de empurrão, acarretando no fechamento da paleobacia e consequente formação das rochas do *greenstone belt* Andorinhas (Figura 12b).

Os lineamentos L3 são correlatos às zonas de cisalhamentos principais que cortam toda a sequência granito-*greenstone* Arqueana, controlando parte da estratigrafia da pilha metavulcanossedimentar e o alojamento dos principais corpos mineralizados em ouro da região. Formam *trends* contínuos de até 8 km, de direção NE-SW, como por exemplo o *trend* Mamão-Babaçu, onde se localizam as mais importantes jazidas auríferas e a maioria dos diversos garimpos de ouro da região. Sua cinemática é predominantemente dextral com mergulhos moderados a altos para NW. É fruto de um evento de tectônico compressivo (fase D2), que

mostra encurtamento de sentido noroeste-sudeste. Esta fase é interpretada como geradora dos veios de quartzo do depósito Mamão e controla a principal mineralização de ouro da área (Figura 12c).

Os lineamentos L4 marcam os movimentos de reativação sinistral, em estruturas de moderado ângulo (depósito Mamão) a alto ângulo (depósito Lagoa Seca), superimpostos aos lineamentos L3. A tectônica é correlata a um evento compressivo de direção NNE-SSW (fase D3). Esta fase marca o desenvolvimento de uma mineralização secundária de ouro no depósito Mamão (desenvolvimento de estruturas do tipo boudinagem e *en echelon*) e da principal fase no depósito Lagoa Seca (em zonas de dilational jogs) (Figura 12d).

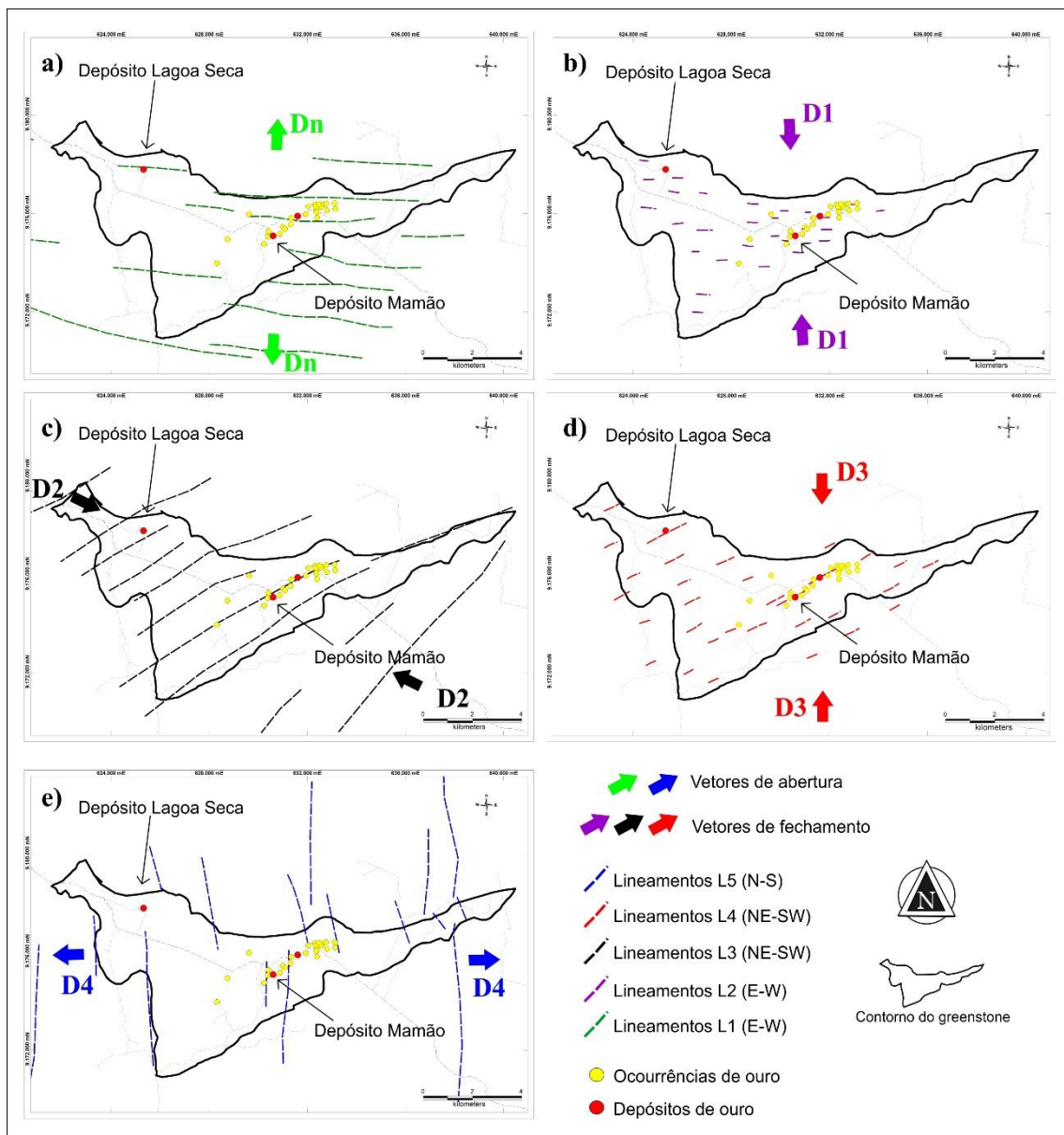


Figura 12 - Grupos de lineamentos interpretados para o *greenstone belt* Andorinhas e o posicionamento dos depósitos e garimpos de ouro. a) Lineamentos da fase extensional Dn. b) Lineamentos da fase compressiva D1. c) Lineamentos da fase compressiva D2. d) Lineamentos da fase compressiva D3. e) Lineamentos da fase extensional D4.

Os lineamentos L5 são produtos de extensão crustal (fase D4) de sentido leste-oeste, provavelmente no final do período Orosiriano. Estes lineamentos estão correlacionados, portanto, à colocação da granitogênese anorogênica intracontinental. São interpretados como falhamentos normais de alto ângulo, afetando todos os litotipos da área de estudo. Possuem direção principal Norte-Sul (Figura 12e). Em campo, tais falhas normais mostram quantidade significativa de rejeito (dezenas a algumas centenas de metros). A caracterização destas falhas em campo e mapa são importantes para o progresso da mineração na medida em que provocam perturbações importante na continuidade dos corpos de minério.

Durante a fase de trabalho de campo foram coletadas informações estruturais (200 medidas de foliações e 26 de lineações) ao longo do *greenstone belt* Andorinhas, a fim de estudar a sua evolução geodinâmica.

Na Figura 13 estão plotados os dados das lineações obtidas em campo, associadas às suas respectivas fases de deformação, bem como o cálculo do vetor linear médio para cada conjunto das fases compressivas D1, D2 e D3 (Figura 13a, 13b e 13c, respectivamente).

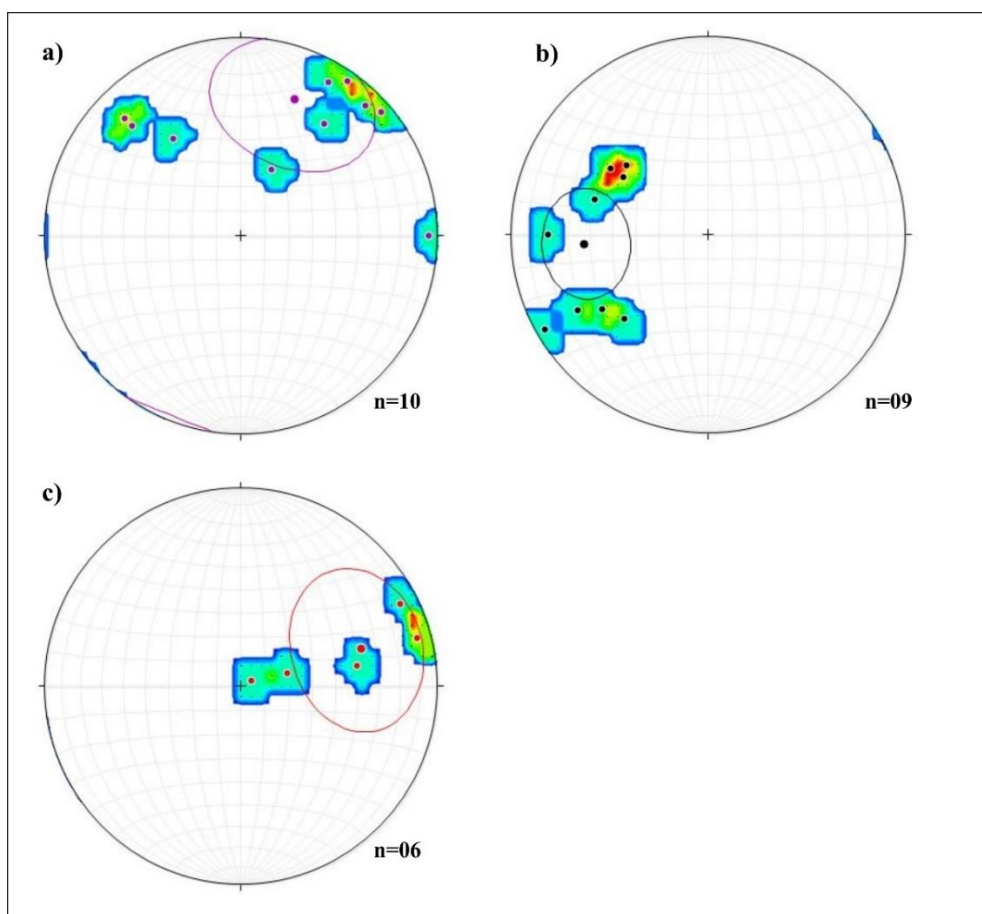


Figura 13 - Plotagem das lineações do *greenstone belt* Andorinhas. a) Fase D1. b) Fase D2. c) Fase D3.

Na Figura 14 observamos o comportamento dos planos de foliações medidas no *greenstone belt* Andorinhas e a correlação com suas respectivas fases deformacionais. De acordo com as plotagens obtidas pode-se comparar os dados da Figura 14 com os dados obtidos na Figura 12, corroborando a distribuição das fases deformacionais Dn, D1, D2, D3 e D4 atuantes nas rochas do *greenstone belt* Andorinhas.

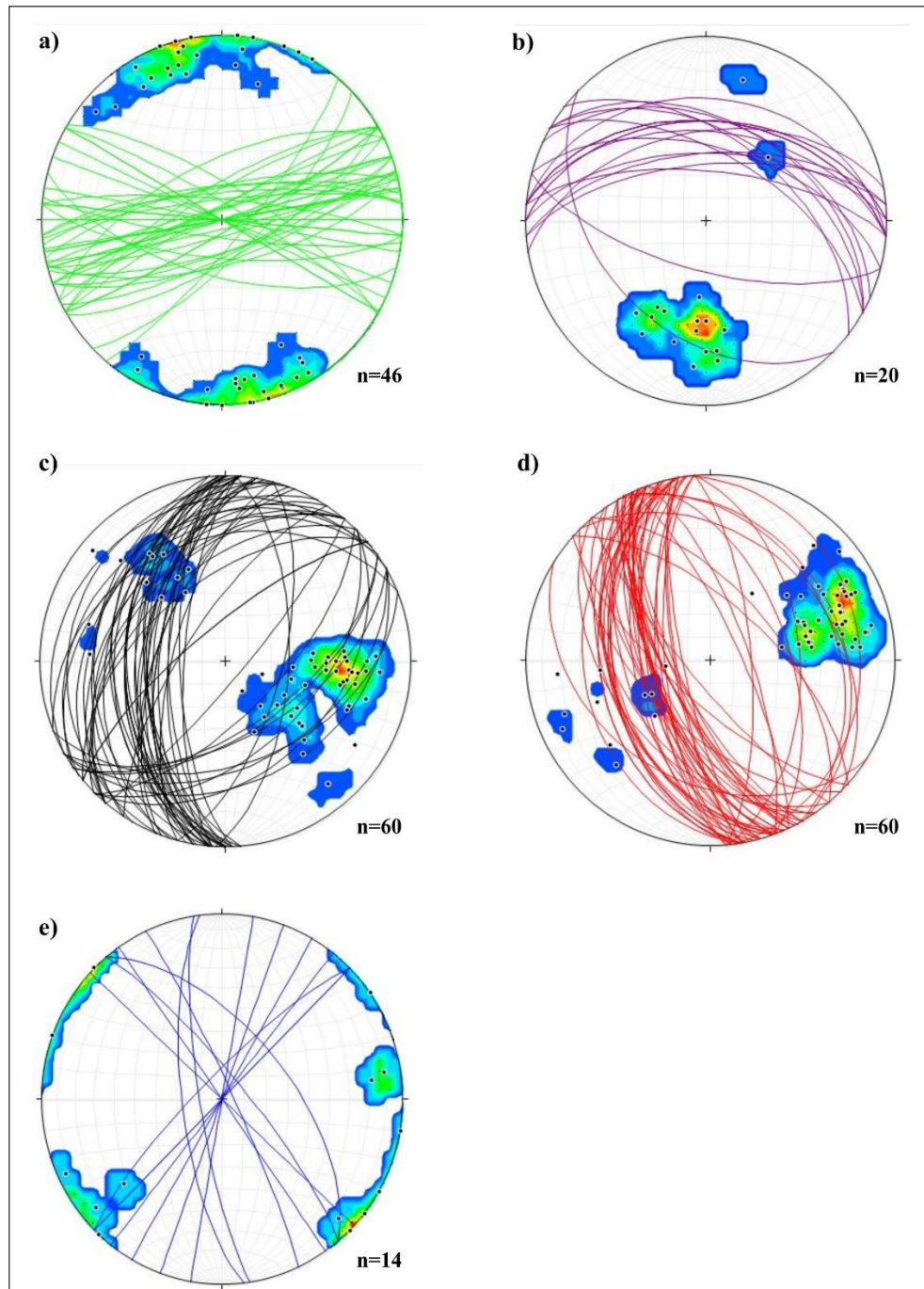


Figura 14 - Plotagem dos planos e polos das foliações do *greenstone belt* Andorinhas. a) Fase Dn. b) Fase D1. c) Fase D2. d) Fase D3. e) Fase D4.

4.3. Geologia Estrutural do Depósito Mamão

O depósito do Mamão (Figura 9) está encaixado em rochas metamáficas que apresentam uma foliação milonítica pervasiva, com um *fabric* planar anastomosado, por vezes formando planos de cisalhamento, correspondendo a uma foliação milonítica local, que se equivale a uma xistosidade dada por minerais filossilicatos. Nas zonas de mais alto *strain*, esta foliação mergulha com ângulos que variam entre 30° a 45°, para N (azimutes entre 340az a 15az). Esta foliação está comumente associada com uma lineação mineral pervasiva, que mostra caimento médio 20°/005-105az. A zona de cisalhamento possui uma espessura média de 2m de largura real, variando entre 6 m a 0,5 m em porções anostomosadas (Figura 15d). A deformação dúctil-rúptil é predominante dentro da zona de cisalhamento, com superfícies de topo e base paralelas entre si, possuindo um mergulho médio de 20°-30°/N-NW, ligeiramente ondulada ao longo do *strike*.

O espaçamento da foliação varia de milímetro a menos de um milímetro em escala amostra de mão, em rochas com diferentes taxas de deformação, variando de protomilonitos até ultramilonitos, particularmente quando as rochas desenvolvem uma forte xistosidade (Figura 15a). O *fabric* planar está associado a uma lineação mineral pervasiva (lineação de estiramento mineral) que está a mergulhando com baixo ângulo em direção ao norte. O *rake* da lineação na foliação milonítica da fase D1 é perto de 90°, o que indica uma história relacionada com sistemas de empurrão (Figura 15f).

Os veios estão intimamente relacionados com a zona interna da zona de cisalhamento, que possui cinemática dextral na fase D2 (Figura 15b), associada a uma tectônica tangencial de baixo ângulo (Figura 15g), e cinemática sinistral numa fase D3 superimposta, mostrando texturas de aberturas tensionais *en echelon* sugerindo uma formação progressiva dentro da zona de cisalhamento, associados a uma lineação de moderado a alto ângulo (Figura 15h). Os veios formam-se segundo um conjunto complexo, desde tabulares na fase D2 como formando estruturas de boudinagem e *en echelon* na fase D3 (Figura 15c e 15d). Uma vez formadas os veios podem ser encurtados e rotacionados parcialmente até a direção do cisalhamento.

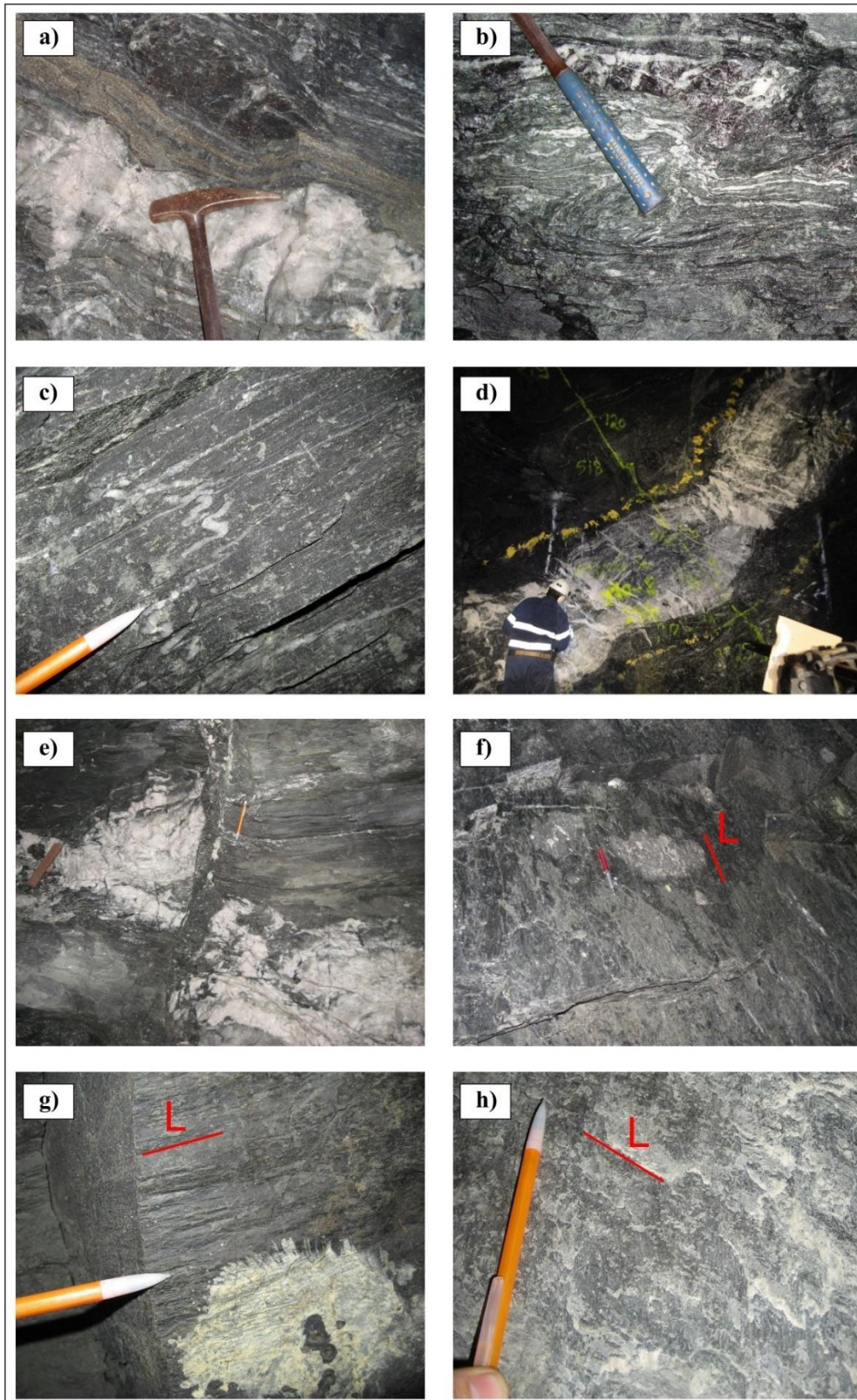


Figura 15 - Estruturas observadas no depósito Mamão. a) Foliação milonítica da fase D1. b) Foliação milonítica e cisalhamento dextral da fase D2. c) Venulação dobrada por cisalhamento sinistral da fase D3. d) Veio de quartzo mineralizado da fase D2, posteriormente afetado pela deformação da fase D3 (boudinagem e veios em em echelon). e) Falha normal associada à fase extensional D4. f) Lineação da fase D1 com *rake* próximo a 90° associada à empurrão. g) Lineação de baixo ângulo, associada à tectônica tangencial de caráter dextral da fase D2. h) Lineação de moderado ângulo, associada à tectônica tangencial de caráter sinistral da fase D3.

A Figura 16 traz uma tentativa de sumarizar a evolução tectônica observada no depósito Mamão. Nela temos a fase inicial extensiva Dn (que não foi observada dentro da mina, e sim somente nos estudos de caracterização dos lineamentos e foliações regionais). Uma fase D1, compressiva, associada com empurrão de N para S e alojamento do veio de quartzo. Uma fase D2 associada a uma tectônica dúctil, tangencial, de baixo ângulo e cinemática dextral, provável fonte principal do aporte aurífero no sistema. Reativação compressional na fase D3, com tectônica de moderado ângulo e cinemática sinistral e forte deformação rúptil-dúctil. E por fim uma fase de extensão denominada D4.

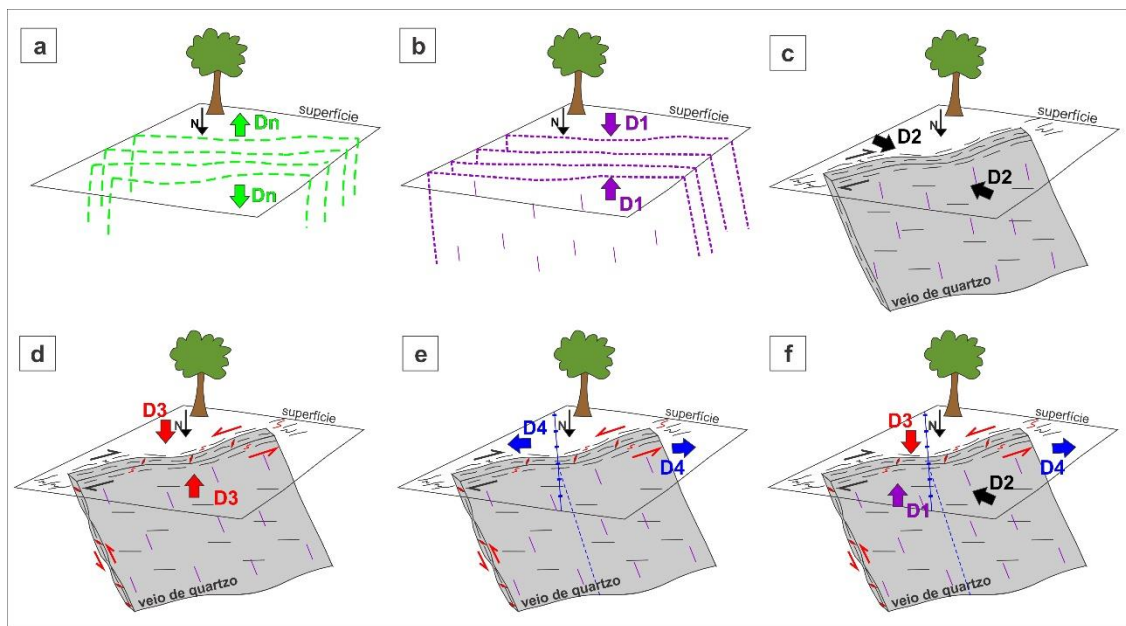


Figura 16 - Fases deformacionais atuantes no depósito Mamão. a) Abertura do bacia e deposição de rochas vulcanossedimentares. b) Tectônica compressiva de moderado a alto ângulo, fechamento da bacia e colocação do veio de quartzo em rochas metavulcanossedimentares. c) Tectônica compressiva tangencial de baixo ângulo formando zona de cisalhamento dextral e principal evento mineralizante de ouro. d) Reativação tectônica compressiva formando zona de cisalhamento sinistral e evento mineralizante de ouro secundário. e) Tectônica extensional, causadora de falhamentos normais. f) Todos os eventos atuantes.

4.4. Geologia Estrutural do Depósito Lagoa Seca

As rochas expostas na mina a céu aberto do depósito Lagoa Seca (Figura 9) são principalmente lentes sub-verticais de rochas metassedimentares (metagrauvas e metassiltitos) intercaladas com rochas metavulcânicas e metaultramáficas (Figura 17a), compondo um pacote fortemente afetado tectonicamente por uma deformação. O minério está concentrado principalmente no contato entre rochas metassedimentares e metaultramáficas, estreitamente associado a alterações hidrotermais. Estes aspectos do depósito Lagoa Seca tornam-no muito semelhante àqueles depósitos fortemente alterados por fluidos hidrotermais em uma zona de cisalhamento anastomosada rúptil-ductil subvertical.

Essas lentes possuem um *strike* aproximado 065-080 Az., subverticais ou com mergulho de alto ângulo para NW ($>80^\circ$). As rochas encaixantes e minério mostram uma foliação não penetrativa. Esta foliação é principalmente anastomosada espaçada, muito próximo a de uma clivagem de fratura, concordante aos contatos entre os litotipos que são segundo NE-SW. Uma foliação milonítica pouco contínua a espaçada está presente em especial nas rochas metaultramáficas, associada a uma lineação de estiramento mergulhando em torno de 40° no sentido 70 Az (Figura 17b).

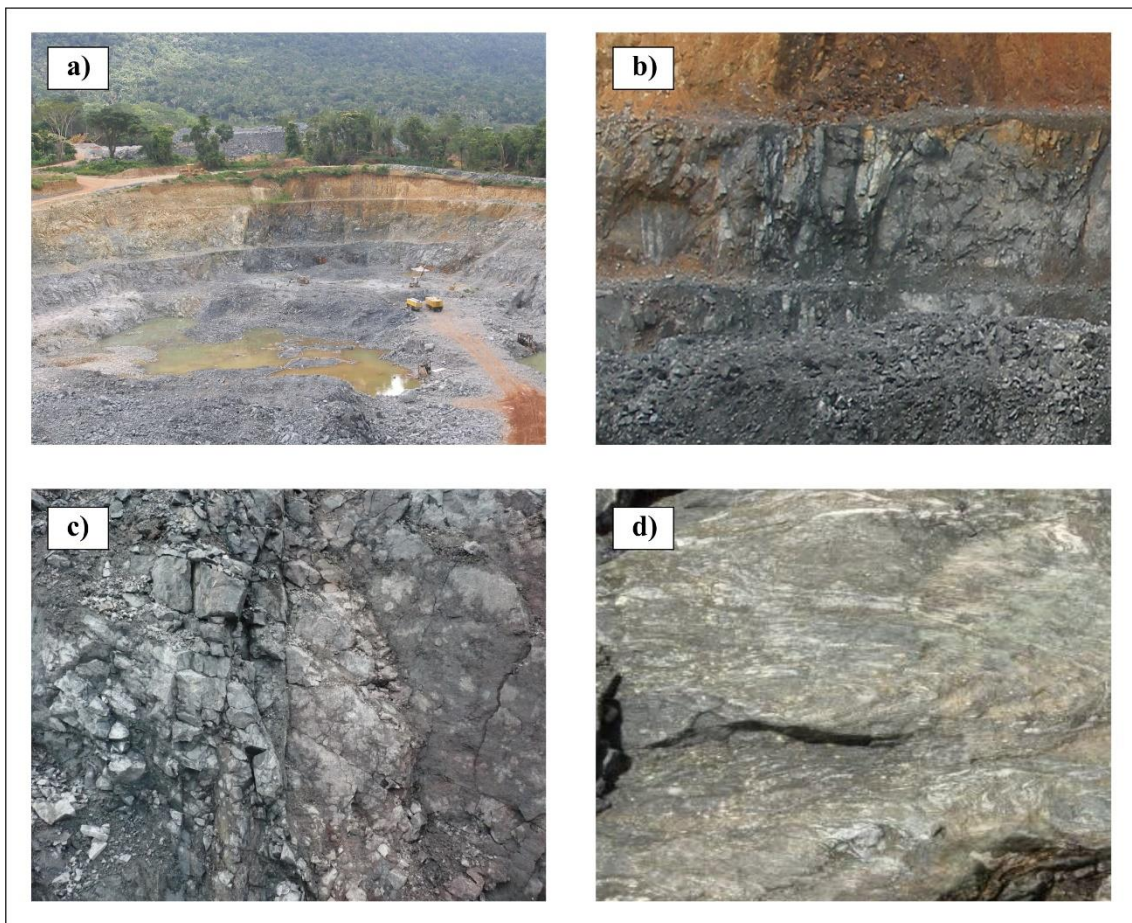


Figura 17 - Estruturas observadas no depósito Lagoa Seca. a) Zona de cisalhamento sinistral de direção aproximada N50E, com foliação milonítica marcada por contatos geológicos subverticalizados. Visada da foto para N. b) Detalhe da figura anterior, mostrando a foliação milonítica subvertical fase D3. c) Detalhe da figura anterior mostrando forte associação rúptil e faturamento dados pela fase D4. d) Rocha metaultramáfica mostrando forte lineação mineral e dobras de arrasto com cinemática sinistral.

Em todos os aspectos, o depósito Lagoa Seca deve ser relacionado com a presença de uma importante zona de cisalhamento com grande halo de alteração hidrotermal desenvolvido sobre uma foliação rúptil a rúptil-dúctil, responsável também pela presença de uma clivagem espaçada e pela total ausência de veios de quartzo mineralizados (Figura 17c).

Indicadores cinemáticos da deformação não são fáceis de encontrar. É possível observar dobras de arrasto de escala centimétrica, controlado por planos de cisalhamento de direção 220

Az (Figura 17d). Estas dobras possuem discretos indicadores cinemáticos mostrando sentido sinistral. Os eixos destas dobras estão caindo segundo 20°-30°/220 Az.

A evolução tectônica observada no depósito Lagoa Seca é mostrada na Figura 18. Uma fase inicial extensional Dn é inferida com base em algumas estruturas planares regionais (porém não observada na área da mina). Em seguida, uma fase D1 composta pelo fechamento de N para S da estratigrafia e consequente verticalização dos pacotes sedimentares. A fase D2 é associada a uma tectônica dúctil, tangencial, de baixo ângulo e cinemática dextral, acompanhada pela injeção das rochas vulcânicas ácidas e ultramáficas e fonte principal do aporte aurífero no sistema, na forma de disseminações acompanhado por forte sulfetação. Tanto a fase D1 quanto D2 são de difíceis reconhecimento no depósito Lagoa Seca, provavelmente devido à superimposição da fase D3 que oblitera e/ou mascara a visualização das anteriores. A fase D3 é marcada por uma reativação compressional, gerando uma tectônica de baixo ângulo, cinemática sinistral e forte deformação dúctil-rúptil. E por fim uma fase de extensão denominada D4, que gera falhas normais subverticais, que são por vezes preenchidas por diques vulcânicos pós-metamórficos e pós-deformacionais.

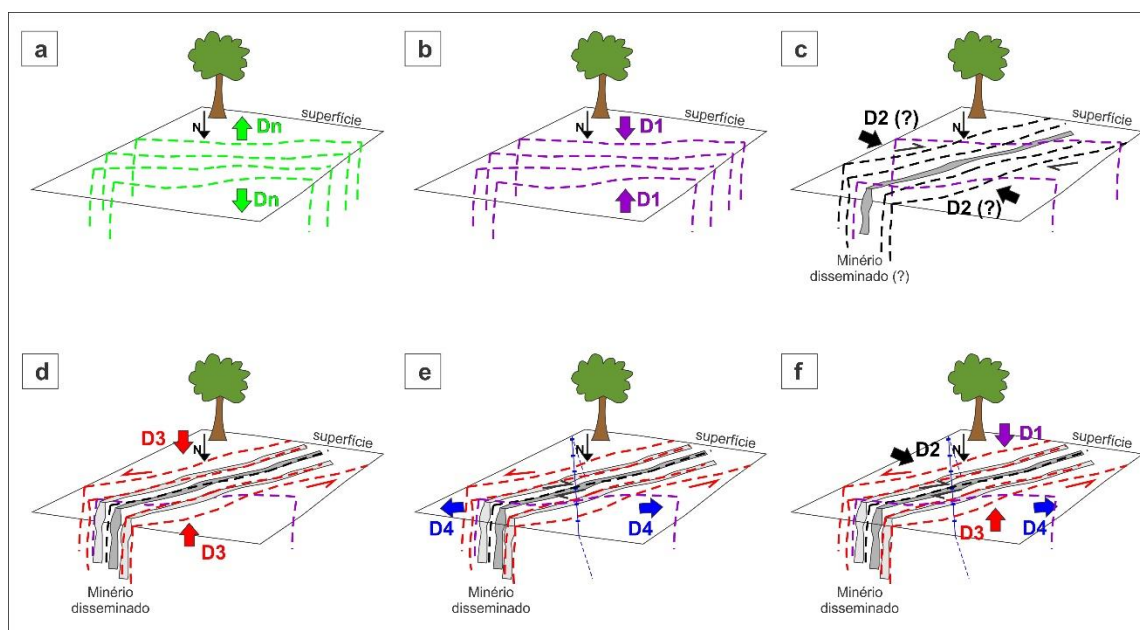


Figura 18 - Fases deformacionais atuantes no depósito Lagoa Seca. a) Fase extensional Dn. b) Fase compressiva D1, fechamento da bacia e empilhamento das rochas metavulcanossedimentares. c) Fase D2, com tectônica compressiva tangencial de baixo ângulo formando zona de cisalhamento dextral e evento mineralizante de ouro. d) Fase D3, dada por reativação tectônica compressiva formando zona de cisalhamento sinistral e evento mineralizante de ouro secundário. e) Fase D4, tectônica extensional, causadora de falhamentos normais. f) Todos os eventos atuantes.

4.5. Evolução Estrutural do *Greenstone Belt* Andorinhas

Ambos os depósitos Mamão e Lagoa Seca, localizados no *greenstone belt* Andorinhas, possuem claramente suas mineralizações auríferas controladas por estruturas tectônicas, de

caráter complexo, as quais serviram de condutos para a alteração hidrotermal se instalar e depositar o conteúdo metálico.

Embora os controles estruturais dos referidos depósitos possam ser considerados distintos, sobretudo pela associação litológica e de alteração hidrotermal, é possível afirmar que a evolução tectônica é a mesma para ambos as áreas. O depósito Mamão guarda praticamente toda a história tectônica evolutiva da área, com exceção da fase Dn que não foi reconhecida em seus domínios. Já o depósito Lagoa Seca mostra claramente a evolução tectônica das fases D3 e D4. É provável que este depósito tenha sido atingido pelas fases D1 e D2, tal qual o depósito Mamão, entretanto, os eventos atuantes podem ter destruído os eventos pretéritos de forma a torná-los atualmente imperceptíveis.

Assim, considerando a evolução do *greenstone belt* Andorinhas como um todo, é possível correlacionar as fases D2 e D3 e os lineamentos L3 e L4 (Figura 12), como sendo as fases que controlam a estruturação das mineralizações auríferas da região. Portanto, estas são as estruturas que devem ser prospectadas em busca de novos e potenciais depósitos na região.

A vergência das foliações dobradas e das lineações sugere que um sistema de deformação por cisalhamento puro tenha sido responsável pela fase D1, com componente predominantemente transpressional e movimentação reversa (Figura 19). O bloco ao norte está acima (*hangingwall*), em relação ao bloco sul para baixo (*footwall*). As fases D2 e D3 são relacionadas com deformação por cisalhamento simples, com predominância de falhas de rejeito direcional oblíqua transpressiva de cinemática dextral (fase D2) e falhas de rejeito direcional à transcorrentes de cinemática sinistral (fase D3), responsável pela rotação do bloco norte (*hangingwall*) no sentido horário (fase D2) e no sentido anti-horário (fase D3). A fase D4, de caráter extensional em regime de deformação por cisalhamento puro, apenas desloca toda a estratigrafia, sob a presença de falhas de rejeito de mergulho normais de alto ângulo (Figura 19).

As zonas mineralizadas e suas respectivas zonas de alterações hidrotermais observada nos depósitos Mamão e Lagoa Seca podem ser interpretada como sendo um dos ramos de uma grande variedade de zonas de cisalhamento anastomosadas, em escala fractal (Figura 19). Os conjuntos estão em *splays* provavelmente ligadas a uma grande zona de cisalhamento profunda (*detachment fault*) como parte de uma frente de empurrão imbricada (Figura 19). Essa possibilidade deixa aberta a oportunidade da presença de novas mineralizações em profundidades maiores do que a investigada até o presente.

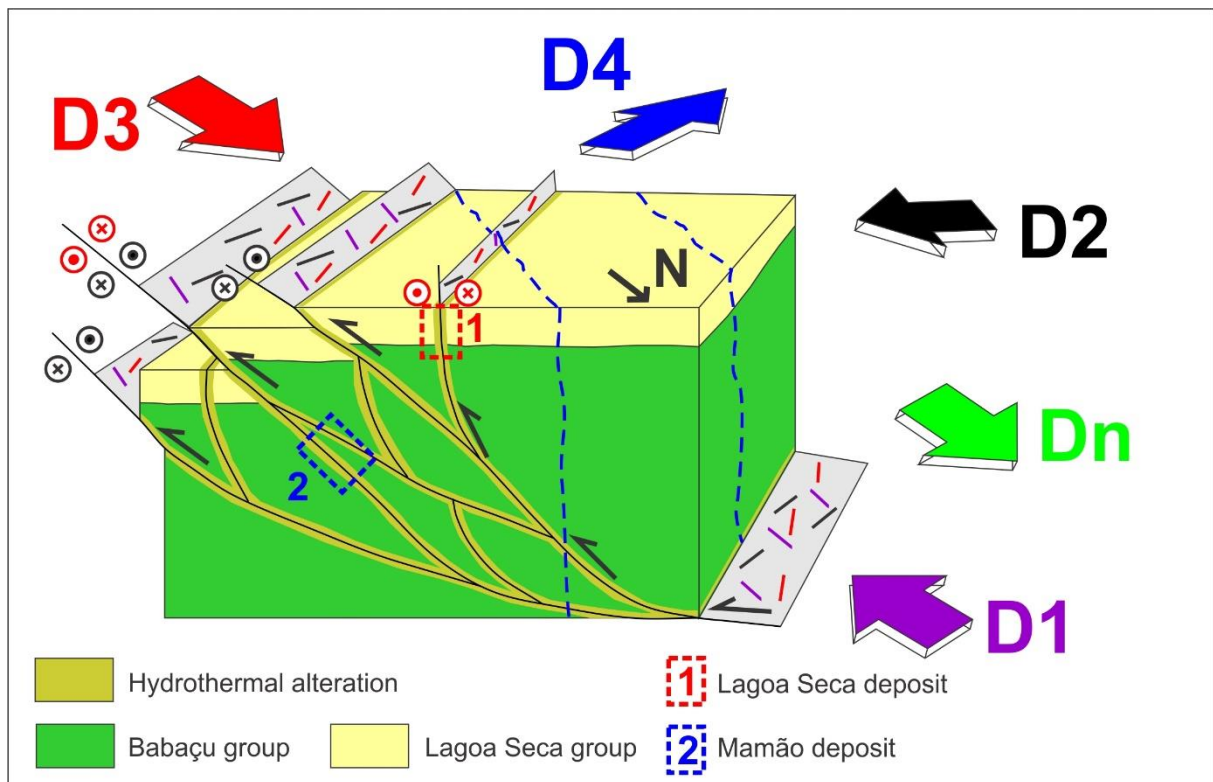


Figura 19 - Desenho esquemático mostrando a evolução das zonas de cisalhamento no *greenstone belt* Andorinhas e a arquitetura dos seus corpos mineralizados controlados por zonas de cisalhamento, associadas à fase D2 (dextral) e D3 (sinistral).


Capítulo – 5

ARTIGO 01

MINERALIZATION AND HYDROTHERMAL ALTERATION IN THE MESOARCHEAN OROGENIC MAMÃO GOLD DEPOSIT, ANDORINHAS GREENSTONE BELT, CARAJÁS MINERAL PROVINCE, BRAZIL.

*Sebastião Rodrigo Cortez de Souza
Nilson Francisquini Botelho
Elton Luiz Dantas
Mateus Andrade Reis
Camila Salles Viana*

Artigo Submetido em 17/10/2018 na revista “**ORE GEOLOGY REVIEW (Qualis A2)**”

ORE GEOLOGY REVIEWS 


Sebastião Rodrigo Cortez de Souza | My Journals | Log Out | Help **EVISE***

[Home](#) [Reports](#)

My Author Tasks

[Start New Submission](#) [Click here to view your submissions with a final decision](#)

My Submissions with Journal (1)

Mineralization and Hydrothermal Alteration in the Mesoarchean Orogenic Mamão Gold Deposit, Andorinhas Greenstone Belt, Carajás Mineral Province, Brazil.	ORGE0_2018_722 Editor-in-Chief: Franco Pirajno
Current status: With Editor  (17/Oct/2018)	Article Type: Research paper Initial submission : 17/Oct/2018

5. MINERALIZATION AND HYDROTHERMAL ALTERATION IN THE MESOARCHEAN OROGENIC MAMÃO GOLD DEPOSIT, ANDORINHAS GREENSTONE BELT, CARAJÁS MINERAL PROVINCE, BRAZIL.

Sebastião Rodrigo Cortez de Souza^{1,3}, Nilson Francisquini Botelho², Elton Luiz Dantas², Mateus Andrade Reis³ & Camila Salles Viana³

1 - Universidade Federal do Ceará - UFC, Campus Crateús, CEP 63.700-000 – Crateús - CE, E-mail: rodrigo@crateus.ufc.br;

2 - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB.

3 - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB.

5.1. Abstract

The Mamão Gold Deposit, located in the eastern portion of the Amazonian Craton, northern Brazil, is hosted in mafic rocks of the Mesoarchean Andorinhas *greenstone belt*. This area was operated as an underground mine by Troy Resources Ltd. and returned approximately 350 koz of gold between 2008 to 2015. The hydrothermal alteration is composed of a distal zone with chlorite-epidote-albite; an intermediate zone marked by carbonate-albite-chlorite-quartz; a proximal zone composed by biotite-quartz-carbonate-pyrite-(gold) and an orebody quartz vein-hosted zone showing quartz-carbonate-pyrite-(gold). Geochemical diagrams for hosted rocks suggest that they were formed in the continental volcanic arc of active margins, probable affected for crustal contamination. Hydrothermal chlorites were classified as ripidolite and brungsvite. Biotite is the principal mica and can be found increasing from the border to the core of the path. Muscovite occurs as very small lamellae and is generally located in the intermediate zone of the altered package. Fe-Mg mica shows an annite composition in the all hydrothermal zones. Amphiboles are calcic-rich and display compositions mostly varying from hornblende (Mg-hornblende to Fe-hornblende) in the distal zones to actinolite in the intermediate zones. Sulfidation occurs in all parts of the hydrothermal alteration zones, with fine- and coarse-grained pyrite as the main sulfide, accompanied by traces of chalcopyrite, pyrrhotite, cobaltite and sphalerite. There is an increase in the metalliferous diversity toward the center of the hydrothermal zone, mainly Cu, Co and Zn. There are also traces of As, Sb and Ag in the opposite direction, decreasing from the core to the edge, where Pb, Co, Ni and Mo are more enriched in the pyrites of distal portions, reflecting the interaction with the mafic hosted rocks. Gold is electrum-type and occurs as free grains in the gangue mass or as inclusions

in pyrite. Chlorite geothermometer show temperatures ranging from 260.88°C to 341.14°C and biotite geobarometer returned pressures between 1.12 to 1.34 kbar for the hydrothermal zones. Analyses of As-Co-Ni and (Fe+S)-As in fine-grained pyrite suggest that the hydrothermal fluid was originated by metamorphic process accompanied by a possible magmatic contribution. The C-O isotope pairs from calcite of the orebody zone returned values of -4.95 to -3.54‰ and 8.60 to 10.77‰, respectively, and confirms the metamorphic source of the fluids. TDM calculated to metavolcanics hosted rocks yielded values of 2.70 to 3.32 Ga with ϵNd (3.0) varying between +0.11 to +4.25. Sm-Nd isochron of 2952 ± 14 Ma and main fine-grained pyrite age dating of 2971 ± 95 Ma indicate a Mesoarchean age for these rocks/ores, with a secondary mineralized event reporting 2446 ± 35 Ma. The deposit exhibits mineralogical and isotopic characteristics that allow for classification as an orogenic deposit associated with gold sulfides-rich quartz veins.

KEYWORDS: Mesoarchean; Orogenic Gold Deposit; Hydrothermal Alteration; Mineral Chemistry; Amazonian Craton.

5.2. Introduction

Gold deposits are not consistently formed over geological time. Abundant gold deposits are related to Archean granite-greenstone terrains worldwide (Goldfarb *et al.*, 2001; Hronsky *et al.*, 2012; Frimmel, 2014; Goldfarb and Groves, 2015; Groves *et al.*, 2016; Groves and Santosh, 2016; Wyman *et al.*, 2016; Van Ryt *et al.*, 2017; Groves *et al.*, 2018; Mishra *et al.*, 2018), but the Mesoarchean was the largest gold period representing approximately 90,000 tons of gold (Nguimatsia *et al.*, 2017). The hypotheses to explain a large amount of gold depositing into the crust during the Mesoarchean are: intensive meteorite bombardment which took place after the differentiation of the core and the Earth's mantle approximately 3.2 Ga (Glikson, 2001) and/or a change in the thermal properties of the mantle during this period (250°C higher than the current temperature). The latter hypothesis favors the formation of mantle plumes that acted as vectors of transport of gold from the core-mantle discontinuity where it is enriched to the lithosphere (Labrosse and Jaupart, 2007). Maximum additions of gold into the Mesoarchean (ca. 3.0 Ga) crust coinciding in time with maximum mantle temperatures (and thus maximum degrees of partial melting in the mantle) are thus suggested and might explain higher background Au values in the juvenile Mesoarchean crust (Frimmel, 2014).

The prominence of Mesoarchean gold is even more pronounced if one follows the contention that most of the post-Mesoarchean gold deposits worldwide resulted from the reworking of Archean crust and gold therein. This prominence may have occurred by mechanical sedimentary processes at shallow levels (as in the younger paleoplacer deposits) or by remobilization through fluids and melts during large-scale, plate tectonically driven crustal recycling (Frimmel, 2014). Whether the primary gold endowment of the Archean crust was uniform across the various cratons or whether some cratons became substantially better endowed because of lateral heterogeneities in the Archean mantle and a subsequent tectonic history that helped preserve the deposits is still speculative (Frimmel, 2014). Even so, primary quartz veins in orogenic gold deposits are scarce and poorly reported in the literature, being highlighted in just small deposits in Greenland (Kolb *et al.*, 2013; Polat *et al.*, 2016).

Mining activity in the Rio Maria region (Pará state, Brazil) is historically linked to gold mineralization and dates back to the 1970s, where the gold has been extracted from the alluvial "garimpos" with different degrees of mechanization. Small gold deposits, such as the Mamão, Babaçu, Lagoa Seca and Serrinha deposits are located in these *greenstone* sequences (Costa e Silva *et al.*, 2012).

The Mamão gold deposit was a mechanized underground mining operation located approximately 40 km southeast of the Rio Maria city. It was systematically operated between 2008 to 2015 by Reinarda Mineração Ltda. (a Troy Resources subsidiary company), having extracted an amount of approximately 350 K oz gold (Troy Resources Ltd). Mineralisation is related to quartz-carbonate-sulfide lodes of high grade/free gold mineralization within sheared hosted metabasalts and metadolerites that occur on a mineralized structural trend; these are found on ENE-WSW shear zones with better development of orebodies at EW trending bends. The orebodies are located in the dilational jogs of a high-strained zone branch within the early foliation present in the metavolcanic rocks of the Andorinhas *greenstone* keel (Costa e Silva *et al.*, 2012).

The intent of this paper is to create a case study linking mineralogy and the hydrothermal process of the Mamão deposit. These findings can help determine the type and distribution of alteration minerals, be a routine part of exploration for orogenic gold deposits, and be useful in the assessment of deposit models' construction.

5.3. Geological setting

5.3.1. Regional Geology

The Amazonian Craton is a result of successive events of crustal growth. In this model, a preserved nucleus, called the Central Amazonian Province, including the Carajás Mineral Province, is stable since the end of the Archaean (2.5 Ga) and is surrounded by progressive younger mobile belts (Almeida *et al.*, 1977) (Figure 20a). The Carajás Mineral Province – CMP – is located in the eastern part of the Amazonian Craton, in the East-Southeast of Pará State at Brazil. It is considered one of the most important mineral provinces in the world, with production and potential for Fe, Mn, Cu, Au, Ni, U, Ag and PGE's (Pd, Pt e Os) metallogenetic exploration (Dardenne and Schobbenhaus, 2001; Tassinari and Macambira, 2004; Villas and Santos, 2001). CMP is divided into two distinct tectonic domains: Rio Maria Domain (Mesoarchean) at south, with a predominance of granite-*greenstone* terrains (ages ranging of 2.85-3.04 Ga), and Carajás Domain (Neoarchean) to the north, characterized by metavolcano-sedimentary and granitoid sequences generated mainly between 2.76-2.55 Ga. (Figure 20a) (Vasquez *et al.*, 2008).

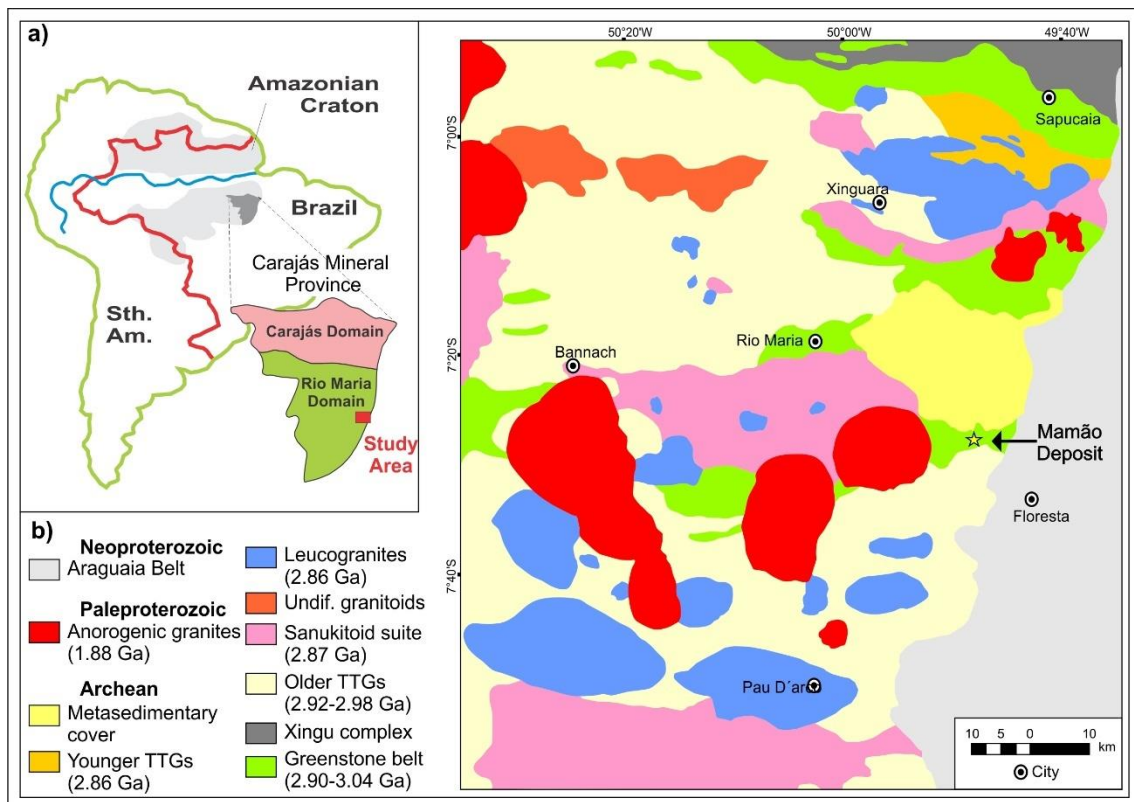


Figure 20 - a) Simplified map of the Amazonian Craton according to Tassinari and Macambira (2004), showing the Carajás mineral province and the study area location highlighted. b) - Geological map of the Rio Maria domains and location of the studied area in Amazonian Craton (modified of Almeida *et al.*, 2013).

The study area is located in the Rio Maria Domain, southeast portion of CMP and is hosted by Archean supracrustal *greenstone belt* sequences and granitoids that are crosscut by granite intrusions of Paleoproterozoic age (Figure 20b). The *greenstone belt* volcanosedimentary sequences are grouped into the Andorinhas Supergroup and represent the oldest lithostratigraphic unit of the region. These rocks display different grades of deformation and greenschist facies metamorphism; they are composed of ultramafic and mafic metavolcanic rocks intercalated with iron formations and intermediate to felsic rocks at the base (Babaçu Group) with chemical and clastic metasedimentary rocks at the top (Lagoa Seca Group) (Souza *et al.*, 2001).

The metavolcanic rocks host small lode gold deposits (for example Mamão, Babaçu, Diadema, Serrinha, Seringa, etc), while other deposits are associated with the metagraywacke (Lagoa Seca) or the calc-alkaline intrusions, such as the Au-Cu-Bi-Mo Cumaru deposit (Huhn, 1992; Oliveira 1993; Oliveira *et al.*, 1995; Souza, 1999; Tassinari and Macambira, 1999; Tassinari *et al.*, 2000; Dardenne and Schobbenhaus, 2001; Villas and Santos, 2001).

Archean granitoids intrude the *greenstone belt* sequence and can be assembled into four groups, according to several authors (Almeida *et al.*, 2011; Almeida *et al.*, 2013; Dall’Agnol *et al.*, 2006; Leite *et al.*, 2004; Souza *et al.*, 2001 and Althoff *et al.*, 2000): (1) an older TTG series composed by Arco Verde tonalite complex (2.98–2.92 Ga); (2) the sanukitoid suite represented by the Rio Maria granodiorite (~2.87 Ga; Oliveira *et al.*, 2009) associated mafic and intermediate rocks (Leite *et al.*, 2004); (3) a younger TTG series (~2.87–2.86 Ga), represented by the Mogno trondhjemite; and (4) potassic leucogranites of calci-alkaline affinity (~2.87–2.86 Ga) represented by the Xinguara granite pluton. Paleoproterozoic anorogenic alkaline to subalkaline A-type granitoid stocks and batholiths cut the *greenstone belt* rocks (Dall’Agnol *et al.*, 2006) (Figure 20b).

5.3.2. Local Geology

The rocks of the study area (Figure 21) are dominated by the Babaçu Group, which according to DOCEGEO (1988), is subdivided into the Igarapé Encantado Formation in the base and the Mamão Formation at the top. The Igarapé Encantado Formation is constituted by komatiitic flow with a spinifex texture and banded iron formation intercalation. The Mamão Formation, from the lithostratigraphic viewpoint, is composed by extension tholeiitic metabasalt flow. This flow is accompanied by pillow lava structures and intensive intercalations of

BIF's, metatuffs and talc-schists, grading to metapelite at the top, BIF's and metachert, that are intruded by diorite and dolerite dikes (Huhn, 1992). Chemical sediments (BIF's) of the Mamão Formation occur as continuous lenticular horizons, being able to constitute very thin layers of kilometeric length (Cordeiro and Saueressig, 1980). Such lithologies run through deformation, metamorphism and mylonitization events, defining foliations that present variable trends, with a dominant ENE-WSW trend, plunging south and north and are largely subverticalized. The observed deformation is predominantly ductile-ruptile, supposedly of Archean age and is characterized by a NW-SE shortening and NE-SW extension resulting in the formation of strike-slip faults with dextral movements and a small reverse component. In these shear zones, lode gold deposits associated with quartz veins are found, which are hosted in the metabasic hydrothermal rocks (Huhn, 1992).

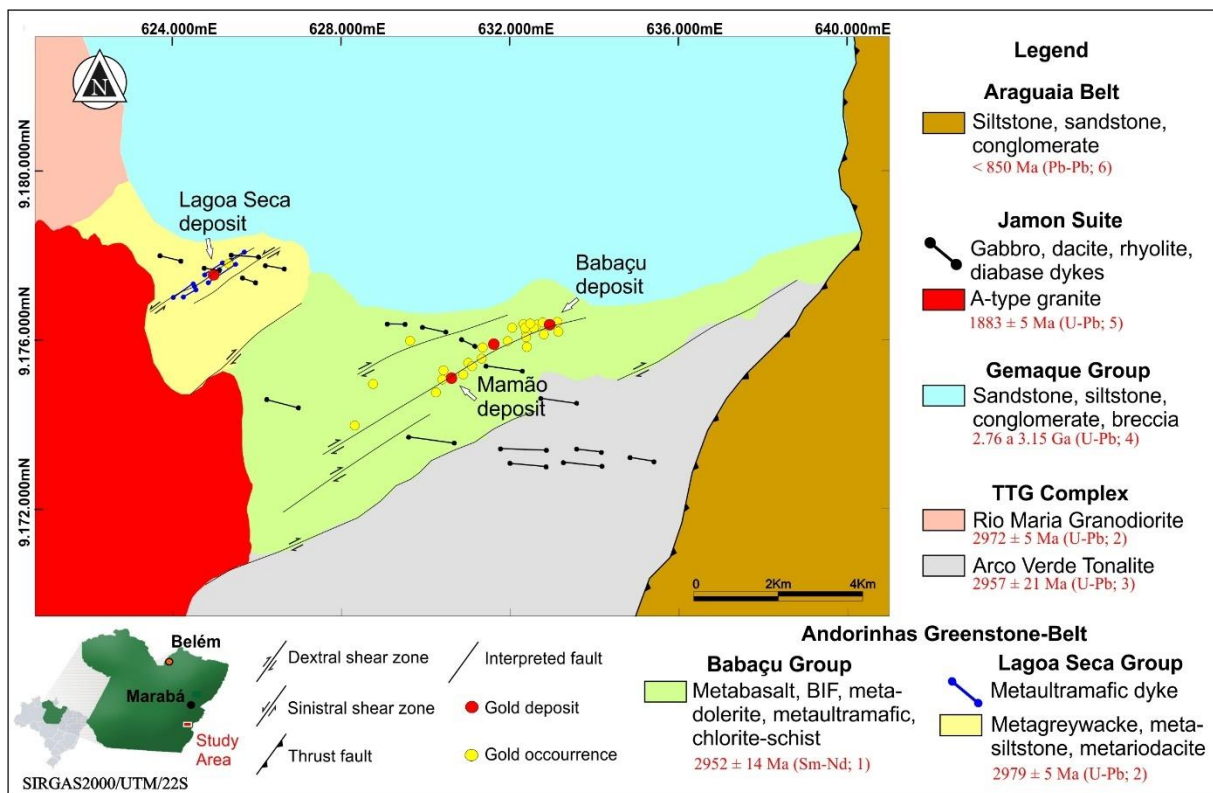


Figura 21 - Geological map of the Andorinhas greenstone belt (Troy Resources Ltd). Geochronological reference ages: 1- This work; 2- Pimentel & Machado (1994); 3- Macambira & Lancelot (1996); 4- Macambira (1992); 5- Machado *et al.* (1991); 6- Vasques *et al.* (2008).

5.3.3. Gold Mineralisation

Mineralization at the Andorinhas granite-greenstone area is characterized by the orogenic lode-gold type and is characteristically base metal poor gold deposits, in contrast to

the Carajás Domain copper-gold deposits. The gold deposits occur in structurally controlled quartz veins within the *greenstone belt* rocks and granitoids (Figure 21). The Mamão orebody comprises a single tabular zone and is mineralized for 500 m along the strike and down dipped for at least 600 m. The oreshoot has an NE plunge with a thickness ranging from 0.5 m to 9 m. Mineralization occurs along ENE-WSW trending shear zones dipping 30° to 60° to the north (Figure 22a). These shear zones started as surfaces of reverse movement and were reactivated in a later stage as surfaces of normal displacement. Gold mineralization was introduced by sulfide-rich fluids that percolated these shear zones.

The mineralized zones are composed of quartz veins and veinlets in a shear zone that cuts quartz-carbonate-biotite-sericite-chlorite schist (metamorphosed mafic volcanic rocks). The mineralized zones show a strong mylonitic foliation marked by the preferential orientation of chlorite lamellae and by the quartz-carbonate-rich and chlorite-sericite-rich bands on altered metavolcanics-hosted rock. The mineral assemblage of the zones consists of pyrite I (deformed fine-grained), pyrite II (late, non-deformed coarse-grained), quartz, carbonate, biotite, chlorite, occurring as replacement products of the original mineral assemblage. The assemblage also indicates strong hydrothermal alterations, including chloritization, carbonatization, silicification and sulfidation (Figure 22b).

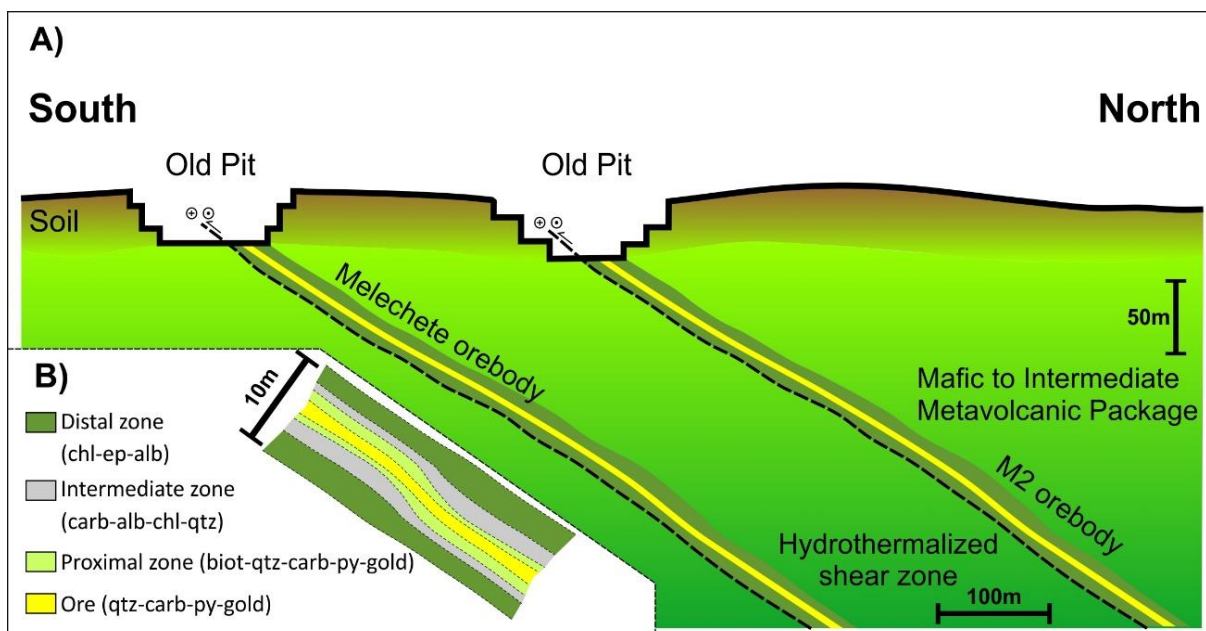


Figura 22 - a) Schematic cross section showing the Melechete and M2 orebodies at Mamão deposit. b) Detail of the hydrothermal zones.

Quartz veins were formed during this alteration process and are oriented parallel or subparallel with the mylonitic foliation. Their thickness varies from 0.5 m to 9 m, with an

average thickness approximately 1 m. There are at least three different types of quartz veins in the shear zones, including ribbon veins introduced along the mylonitic foliation, massive replacement veins formed in portions of the shear zone with intense silicification and a complete replacement of the original mineral assemblage, and quartz-bearing tension gashes formed in all stages of the process. The highest levels of mineralization have been correlated with massive silica replacement and quartz veining.

5.3.4. Hydrothermal Alteration Zones

The gold deposits in the Andorinhas *greenstone belt* exhibit a varying distinct mineralogical zonation around the lode structures that is based on the wall-rock type and crustal level. According to Huhn (1992) there are four main hydrothermal altered zones in the Andorinhas *greenstone belt* gold deposits, superimposed to green-schist metamorphism: (1) actinolite, (2) chlorite (3) carbonate and (4) pyrite. The zones (1) and (2) occupy the outermost portions of the hydrothermal halos, while zones (3) and (4) occupy the inner zones close to the ore veins. Tunussi (2012) classified four zones of hydrothermal alteration in the Mamão deposit: distal, intermediate, proximal and ore. This paper uses a classification scheme, however, that highlights the mineralogy characterizes each of the four hydrothermal zones, namely: a distal zone composed by chlorite-epidote-albite; an intermediate zone marked by carbonate-albite-chlorite-quartz; a proximal zone composed by biotite-quartz-carbonate-fine-grained pyrite-(gold) and an orebody quartz vein-hosted zone showing quartz-carbonate-fine-to coarse-grained pyrite-gold (Figure 23).

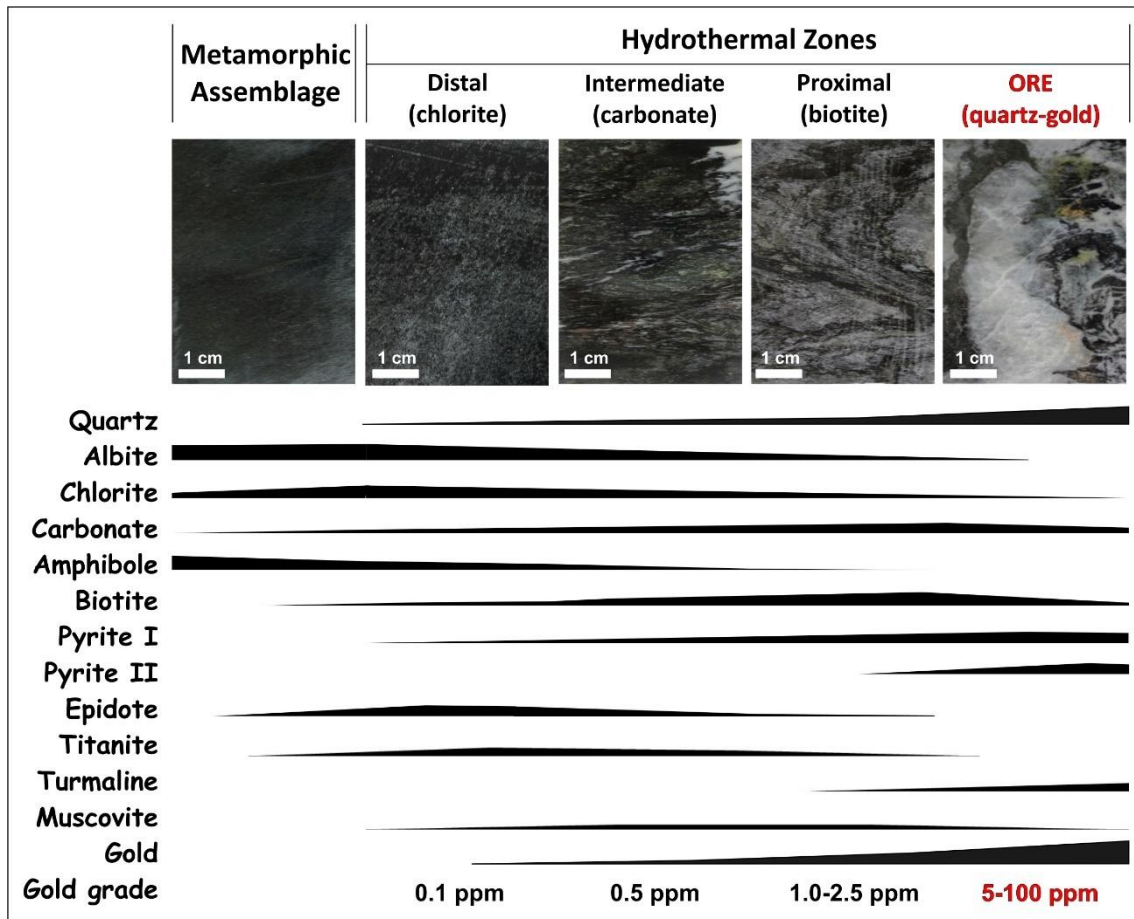


Figura 23 - Paragenetic sequence of hydrothermal alteration at the Mamão Deposit.

In the metavolcanic host rocks, the main distal hydrothermal alteration zone consists of chloritization, the intermediate zone is given by carbonatization and the proximal zone shows pervasive biotitization and sulfidation. The outer alteration zone is broader (10–100 m wide), while the inner alteration zone is generally <10 m wide. Gold concentrations are restricted to sites that experienced the percolation of fluids rich in CO₂-H₂O and SiO₂, thereby forming mineralized quartz carbonate veins as pointed out by Costa e Silva *et al.*, (2012) (Figure 24).

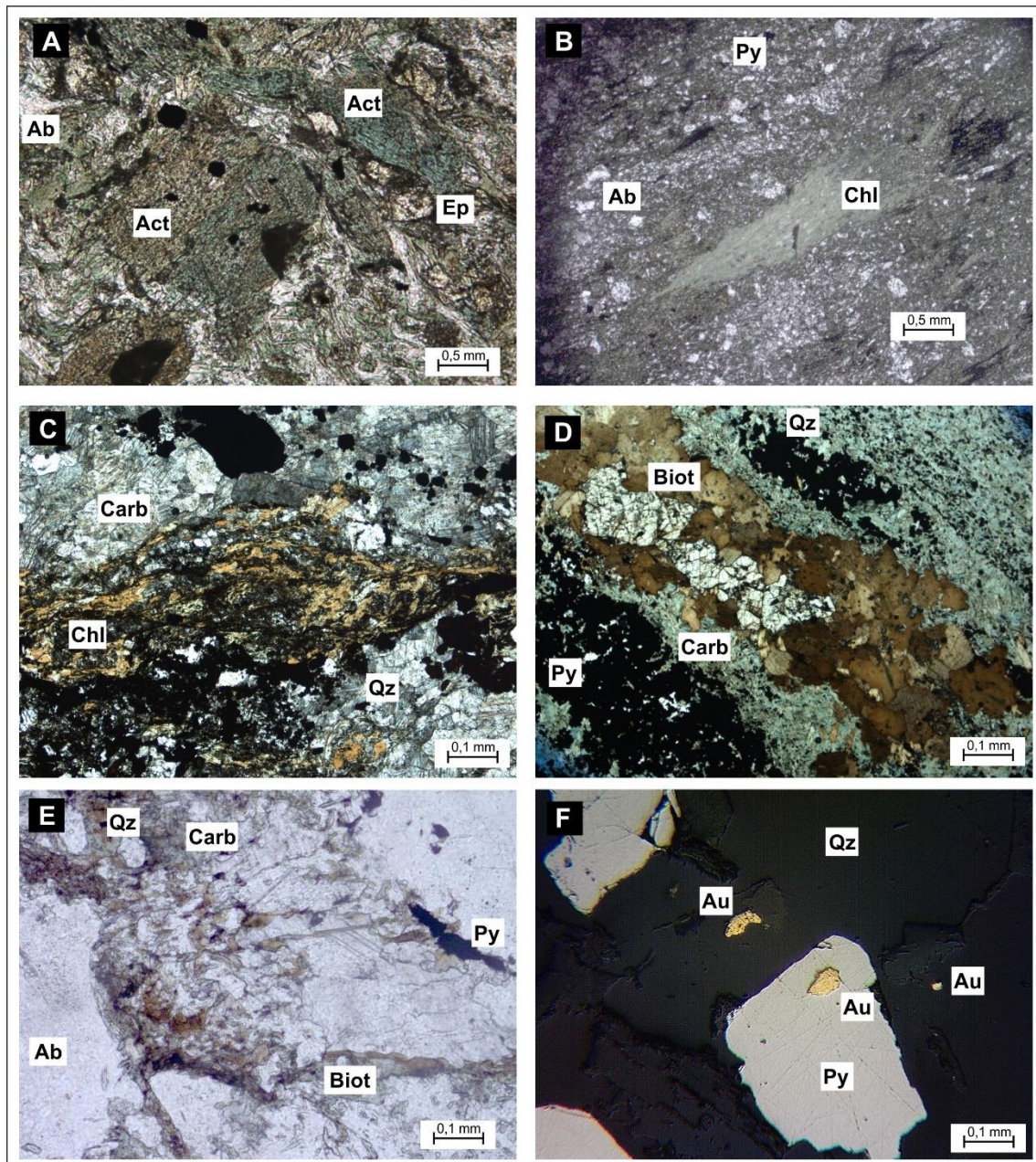


Figura 24 - Photomicrographs of hydrothermal alteration assemblages in the Mamão deposit. A) Metabasalt showing metamorphic assemblage composed by actinolite-albite-chlorite-epidote. B) Distal zone composed by chlorite-epidote-albite (Sample 009). C) Intermediate zone marked by carbonate-albite-chlorite-quartz (Sample 010). D) Proximal zone composed by biotite-quartz-carbonate-pyrite-(gold) (sample 087). E) Quartz vein orebody hosted in quartz-carbonate-pyrite-(gold) zone (Sample 012). F) Gold in free grains in the gangue mass or as inclusions in pyrite from a quartz vein orebody (Sample 012).

5.4. Material and Methods

The geological samples were obtained from diamond drill holes that cut mineralized levels of the Melechete orebody in the Mamão underground mine. Petrographic studies were performed on thin/polished sections using the Olympus Microscope Model BX60FS (Olympus Optical Co. Ltd.) from the Microscopy Laboratory of the University of Brasília. The mineral

chemistry analyses were carried out at the EPMA - Electronic Microprobe Analysis Laboratory (model Jeol JXA 8230) from the Institute of Geosciences of the University of Brasília. The analysis conditions were 15 kV of accelerating voltage and 10 nA of beam current for silicates and 20 kV and 20 nA for sulfides, both with 1 μm of diameter of the electron beam.

The whole rock geochemical analyses were carried out at the ALS Geochemistry Laboratory, following standard laboratory procedures for ICP-MS and ICP-AES determinations. The Au content was supplied by the Reinarda Mineração Ltda, obtained in commercial laboratory (Geosol Ltda) using atomic absorption fire-assay. Chondrite and primitive mantle compositions, used for normalizations, and the N-MORB compositions are those of Sun and McDonough (1989).

Whole-rock and pyrite Sm-Nd isotopic analyses were performed at the Geochronology Laboratory of the Universidade de Brasília (UnB). The powders (ca. 100 mg of sample powder) were spiked with a combined ^{150}Nd - ^{149}Sm tracer. The chemical extraction of Sm and Nd follows the conventional chromatographic procedure described by Gioia and Pimentel (2000). All samples were analyzed using a TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry) Finnigan MAT 262 multicoletor. Nd ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. The values of the TDM ages were calculated according to the De Paolo (1981) method, and the age calculation was performed using an internally generated macro via the Excel® worksheet based on the routines available in the ISOPLOT-R software (Vermeesch, 2018).

Powders produced from calcite minerals were analyzed for C and O isotopes using a Delta V plus gas source mass spectrometer at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília (UnB).

5.5. Results

5.5.1. Whole Rock Geochemistry

The whole rock geochemistry was analyzed using hydrothermal alteration and gold-bearing ore rocks of the Mamão deposit (Table 3). The hydrothermal altered metavolcanic rocks of the Mamão deposit are better classified, according to the volcanic discrimination diagram of Winchester and Floyd (1977) (Figure 25a), as metabasalt (samples 003, 004, 005, 029, 045 and 072 of the distal hydrothermal zone; samples 026, 038 and 065 of the intermediate hydrothermal zone; samples 010, 080 and 087 of the proximal hydrothermal zone), metandesite

(sample 001 of the distal hydrothermal zone; sample 060 of the intermediate hydrothermal zone and samples 062 and 069 on the proximal hydrothermal zone), and metadacite (samples 060 and 086 of the intermediate hydrothermal zone). Post mineralized dykes show rhyolitic (samples 054 and 064) and andesitic (sample 002) terms. The plot of Zr/Y vs. Nb/Y (modeled after Condie 2005) present a chemistry of altered rocks formed by a non-plume process with typical arc basalts (Figure 25b), under a continental arc environment (after Pearce, 1983) (Figure 25c), and within active continental margins (Nb/Yb vs. Th/Yb plot of Pearce, 2008) (Figure 25d). Discriminant diagrams of La/Nb vs. Nb/Th (Cabanis and Lecolle, 1989) confirm that hydrothermal rocks are formed in the arc volcanic environment and are enriched by a possible crustal contamination (Figure 25e).

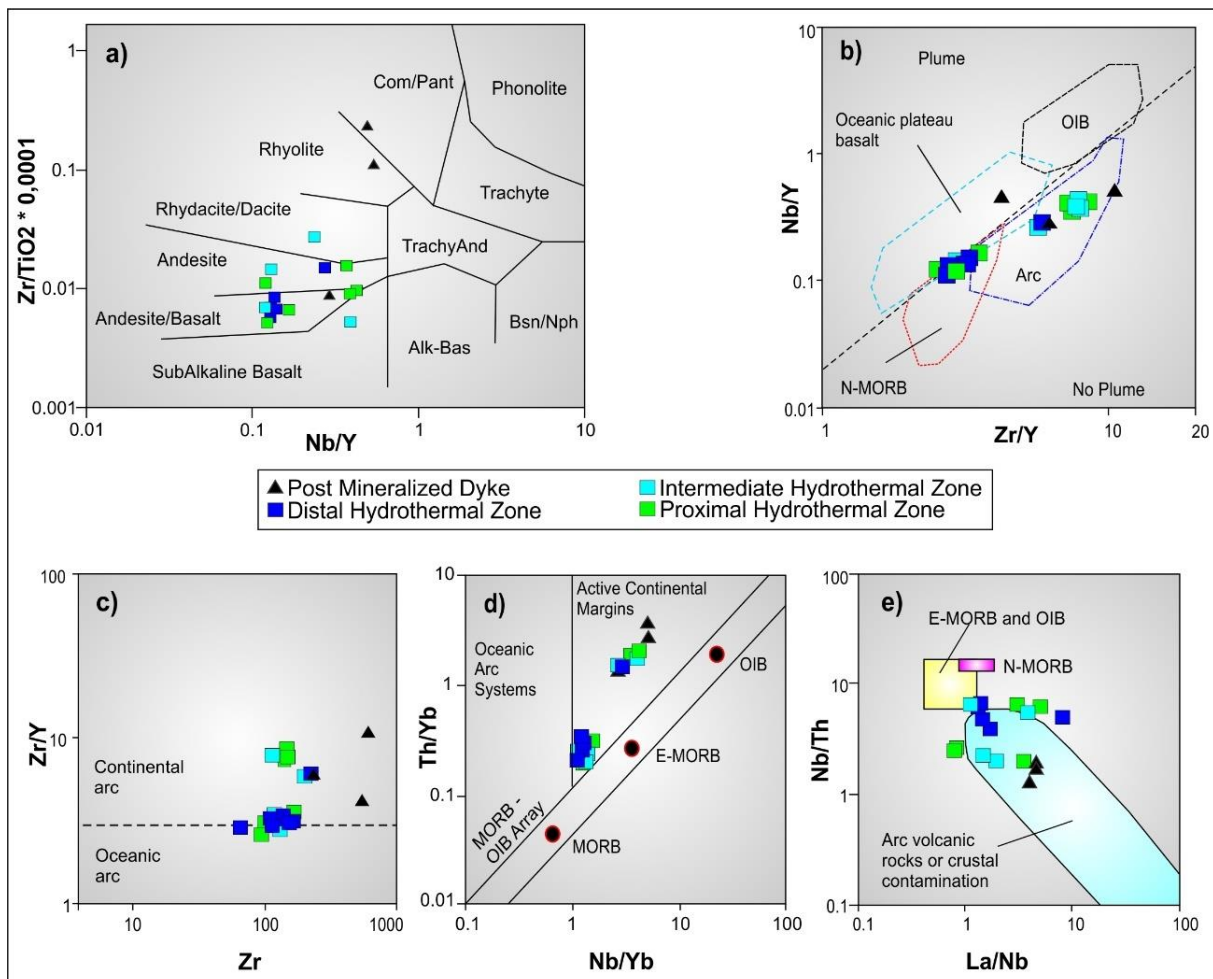


Figure 25 - Discriminant diagrams for hosted rocks of the Mamão deposit. a) Nb/Y vs. Zr/TiO₂*0.0001 diagram (Winchester and Floyd, 1977). b) Zr/Y vs. Nb/Y (Condie, 2005). c) Zr vs Zr/Y (Pearce, 1983). d) Nb/Yb vs Th/Yb (Pearce, 2008). e) La/Nb vs. Nb/Th (Cabanis and Lecolle, 1989). All units in ppm.

The REE patterns of metavolcanic rocks of the Mamão deposit (Figure 26), after being chondrite-normalized according to Sun and McDonough (1989), they show little fractionation

of REE. Values of $(La/Lu)_{cn}=2.56$ for the distal hydrothermal zone, $(La/Lu)_{cn}=5.92$ for the intermediate hydrothermal zone, $(La/Lu)_{cn}=4.21$ in the proximal hydrothermal zone and $(La/Lu)_{cn}=4.53$ in the orebody zone. It is observed a slight increase of the ratio toward the center of the hydrothermal center but in general this amount presents a weak interaction between the host rocks and the hydrothermal fluid. Average of Europium anomalies are near 0.85, with general results of $(Eu/Eu^*)_{cn}$ ranging from 0.66 to 1.11, indicating absence or weak anomaly of Europium. The La/Sm ratio is low throughout the profile ($(La/Sm)_{cn} = 0.93$ to 4.68), indicating they present enriched LREE and depleted HREE patterns.

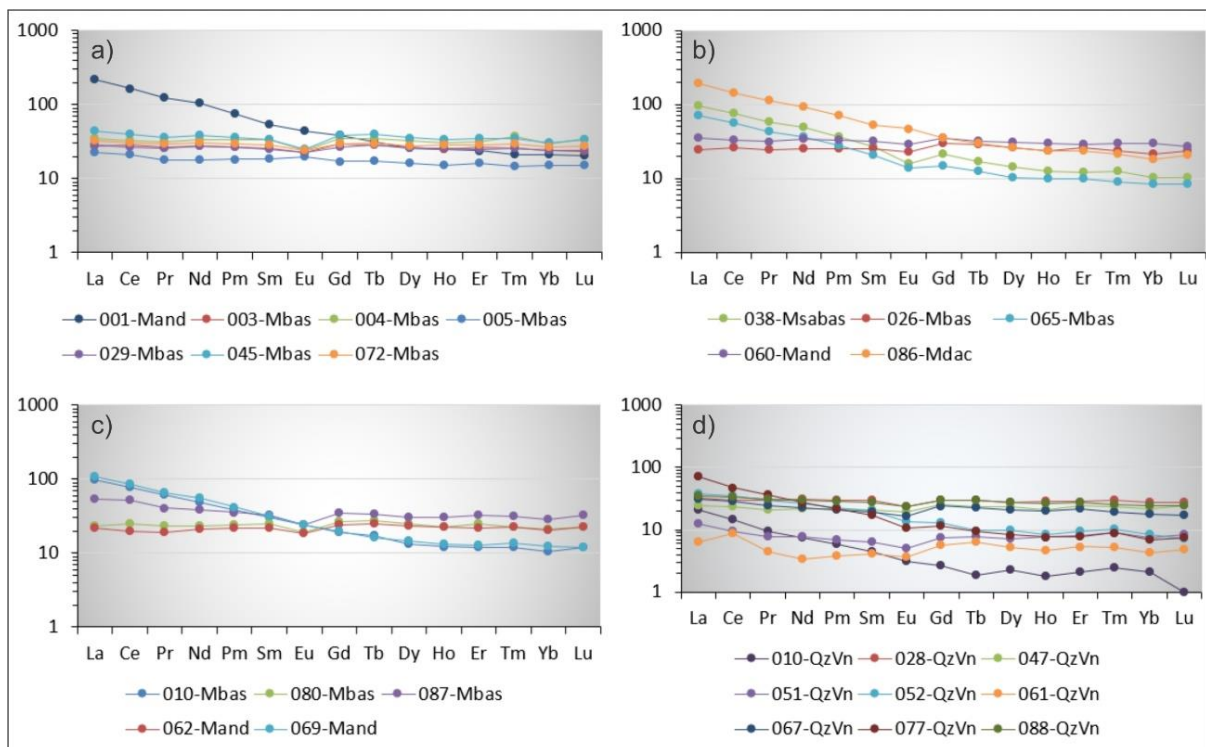


Figura 26 - Chondrite- normalized diagrams for rocks of the Mamão deposit. a) Distal hydrothermal zone. b) Intermediate hydrothermal zone. c) Proximal hydrothermal zone. d) Orebody hydrothermal zone. Normalization values and N-MORB composition are those of Sun and McDonough (1989). Mbas – metabasalt; Msabas – Meta sub alkaline basalt; Mand – Metandesite; Mdac – Metadacite; QzVn – Quartz vein.

Zone / Sample / Lito	Non- altered 020 Mbas	Distal (chl-ep-ab)							Intermediate (carb-ab-chl-qz)				
		003 Mbas	004 Mbas	005 Mbas	029 Mbas	045 Mbas	072 Mbas	001 Mand	026 Mbas	038 Msabas	065 Mbas	060 Mand	086 Mdac
SiO ₂	43.07	45.90	44.70	38.60	50.70	52.10	52.60	55.50	44.20	60.10	52.30	45.70	55.70
TiO ₂	1.74	2.08	2.16	0.99	1.72	1.91	1.56	2.40	1.68	0.92	0.77	2.16	2.55
Al ₂ O ₃	14.93	14.80	15.35	14.65	14.10	11.85	12.95	12.30	12.55	14.10	11.90	14.65	12.45
Fe ₂ O ₃	18.63	16.90	15.90	23.10	13.80	15.25	14.65	12.80	13.75	9.74	10.40	16.85	14.35
MnO	0.24	0.22	0.21	0.28	0.19	0.18	0.20	0.18	0.18	0.11	0.15	0.23	0.17
MgO	7.2	6.49	6.41	8.69	5.56	4.46	5.22	2.67	5.66	4.68	9.22	5.22	2.69
CaO	5.93	7.57	4.80	5.41	10.15	5.98	8.37	6.26	8.42	4.42	7.68	9.86	6.09
Na ₂ O	2.5	3.05	3.67	0.77	2.00	2.75	2.37	3.42	2.29	3.00	1.47	1.72	2.78
K ₂ O	0.7	0.18	1.74	0.18	0.08	0.17	0.45	1.63	0.11	2.45	0.14	1.29	2.08
P ₂ O ₅	0.16	0.17	0.21	0.09	0.16	0.20	0.15	1.27	0.15	0.19	0.23	0.15	1.15

LOI	4.16	2.85	3.94	5.69	2.63	4.16	2.62	2.02	9.23	2.00	5.42	2.12	0.73
Total	99.29	100.24	99.16	98.48	101.12	99.02	101.18	100.62	98.24	101.83	99.76	100.02	100.91
C	0.17	0.05	0.42	0.04	0.12	0.86	0.30	0.38	1.57	0.28	1.51	0.03	0.18
S	0.58	0.08	0.07	1.60	0.15	0.40	0.30	0.16	0.09	0.94	0.01	0.06	0.16
Li	23.33	20.00	30.00	20.00	10.00	10.00	10.00	37.80	30.00	63.60	20.00	35.70	10.00
Rb	19.2	4.70	47.30	5.60	1.10	4.80	12.40	1.73	2.60	3.36	3.10	1.50	58.50
Cs	1.48	0.58	3.24	0.61	0.19	0.66	0.57	20.00	0.50	40.00	0.40	30.00	3.80
Ba	172.5	98.90	374.00	44.60	24.60	91.70	111.00	1100.0	41.70	746.00	32.70	245.00	1225.0
Sr	118.07	132.00	54.70	167.50	137.50	40.20	279.00	371.00	37.90	169.50	97.10	231.00	361.00
Ga	25	22.20	25.00	27.80	21.60	20.30	18.10	21.40	20.90	17.20	14.70	25.50	20.30
V	519.33	538.0	569.0	451.0	460.0	527.0	457.0	184.0	450.0	158.00	118.00	596.00	242.00
Sn	1	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00	2.00
W	18.33	1.00	52.00	2.00	1.00	1.00	1.00	2.00	3.00	3.00	1.00	1.00	3.00
Ta	0.33	0.30	0.40	0.30	0.30	0.40	0.30	0.70	0.30	0.60	0.40	0.40	0.50
Nb	4.77	5.00	6.20	3.10	4.80	7.10	5.60	10.10	4.90	7.50	5.60	5.90	8.60
Th	0.91	0.87	1.06	0.80	0.77	1.51	1.01	5.09	0.78	3.51	2.57	1.12	4.47
U	0.26	0.28	0.27	0.22	0.17	0.31	0.24	1.15	0.32	0.87	0.63	0.24	1.03
Zr	107	112.00	144.00	65.00	114.00	163.00	131.00	222.00	108.00	143.00	115.00	134.00	209.00
Hf	3.1	3.20	4.10	2.00	3.30	4.90	3.80	5.80	3.10	3.70	2.90	3.90	5.30
Y	35.97	39.30	44.90	23.70	37.30	51.90	41.90	37.40	37.60	19.50	14.70	44.00	35.60
Sc	41.67	45.00	55.00	25.00	42.00	44.00	45.00	29.00	41.00	17.00	16.00	48.00	33.00
La	6.7	6.60	8.20	5.30	6.70	10.40	7.80	51.40	5.70	22.60	16.90	8.30	45.40
Ce	16.87	17.50	20.10	13.00	16.40	24.60	18.40	100.50	15.90	46.00	34.00	20.20	86.40
Pr	2.4	2.49	3.00	1.70	2.45	3.45	2.76	11.65	2.29	5.57	4.09	2.96	10.55
Nd	12.33	12.70	15.90	8.40	12.90	18.10	14.40	48.40	11.90	23.00	16.90	15.90	43.70
Sm	3.93	3.89	5.08	2.81	3.84	5.19	4.30	8.31	3.81	4.10	3.19	4.86	7.98
Eu	1.28	1.29	1.40	1.14	1.31	1.46	1.42	2.58	1.33	0.91	0.79	1.67	2.70
Gd	5.55	6.02	7.13	3.49	5.50	7.79	5.98	7.91	6.17	4.30	3.00	7.14	7.25
Tb	1.01	1.07	1.31	0.65	1.07	1.47	1.12	1.19	1.06	0.63	0.47	1.17	1.10
Dy	6.39	6.74	8.37	4.07	6.55	8.99	7.08	6.63	6.69	3.59	2.63	7.76	6.52
Ho	1.34	1.42	1.75	0.86	1.46	1.90	1.61	1.39	1.32	0.70	0.55	1.69	1.31
Er	4.12	4.48	5.17	2.70	4.16	5.77	4.74	3.93	4.26	2.01	1.65	4.74	3.84
Tm	0.63	0.63	0.91	0.36	0.64	0.85	0.72	0.52	0.58	0.31	0.22	0.73	0.52
Yb	3.9	4.14	5.03	2.54	4.04	5.23	4.47	3.58	3.66	1.75	1.42	4.97	3.10
Lu	0.62	0.60	0.87	0.39	0.61	0.85	0.70	0.52	0.60	0.26	0.21	0.69	0.52
Ni	76.67	70.00	69.00	91.00	95.00	29.00	44.00	7.00	81.00	87.00	399.00	73.00	13.00
Cr	100	80.00	140.00	80.00	100.00	10.00	10.00	10.00	120.00	130.00	540.00	160.00	10.00
Co	82.33	52.00	61.00	134.00	50.00	52.00	49.00	30.00	47.00	32.00	45.00	49.00	52.00
Cu	175.33	81.00	66.00	379.00	80.00	126.00	118.00	20.00	92.00	67.00	48.00	55.00	30.00
Cd	0.5	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.80	0.50
Zn	162	131.00	133.00	222.00	112.00	154.00	124.00	133.00	109.00	176.00	157.00	122.00	122.00
Pb	2.33	2.00	2.00	3.00	2.00	2.00	3.00	10.00	2.00	6.00	2.00	2.00	2.00
Mo	1	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	3.00	1.00	2.00	3.00	2.00	1.00
Ag	0.5	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
As	6.2	2.20	1.60	14.80	20.40	6.80	10.50	2.20	3.00	2.70	5.40	2.90	16.50
Sb	0.32	0.06	0.11	0.79	0.18	0.16	0.59	0.13	0.07	0.09	0.09	0.12	0.17
Bi	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.08	0.16	0.01	0.01	0.80	0.01	0.01	0.16
Se	1.47	0.40	0.60	3.40	0.70	0.80	0.80	0.20	0.60	0.80	0.40	0.20	0.70
Hg	0.03	0.01	0.05	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Tl	0.13	0.03	0.27	0.09	0.02	0.03	0.07	0.14	0.02	0.28	0.02	0.13	0.33
Te	0.04	0.01	0.03	0.08	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.02	0.01
Re	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Au	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	3.87	0.19	0.88
(La/Lu)cn	1.22	1.18	1.01	1.46	1.18	1.31	1.19	10.59	1.02	9.32	8.62	1.29	9.36
(Eu/Eu*)cn	0.88	0.81	0.71	1.11	0.87	0.7	0.86	0.97	0.84	0.66	0.78	0.87	1.09
(La/Sm)cn	1.12	1.10	1.04	1.22	1.13	1.29	1.17	3.99	0.97	3.56	3.42	1.10	3.67

Tabela 3 - Major (wt.%) and trace-element (ppm) data for metavolcanic and plutonic hosted rocks and ores of Mamão deposit. Mbas – metabasalt; Msabas – Meta sub alkaline basalt; Mand – Metandesite; Mdac – Metadacite.

Zone / Sample / Lito	Proximal (biot-qz-carb-py)					Post-mineralized Dyke		
	010 Mbas	080 Mbas	087 Mbas	062 Mand	069 Mand	002 and	054 rhy	064 rhy
SiO2	52.70	38.70	42.70	44.40	53.80	56.00	73.10	72.30
TiO2	0.85	1.59	1.98	1.52	0.99	2.46	0.22	0.52
Al2O3	13.65	11.25	12.15	12.40	14.90	11.80	12.60	12.30
Fe2O3	8.14	12.30	8.09	13.40	8.38	12.75	3.76	3.79
MnO	0.12	0.28	0.18	0.21	0.12	0.18	0.06	0.07
MgO	3.01	3.88	1.49	5.54	3.84	2.51	0.12	0.41
CaO	7.01	16.55	17.65	10.90	6.28	5.90	1.36	1.99
Na2O	6.09	0.08	1.03	2.66	3.97	2.52	4.72	3.37
K2O	0.83	2.04	3.50	1.24	1.33	2.66	3.11	3.69
P2O5	0.19	0.18	0.18	0.10	0.23	1.19	0.02	0.12

LOI	2.58	14.50	11.75	6.52	6.49	1.93	0.94	1.80
Total	95.23	101.47	100.82	98.97	100.38	100.10	100.03	100.64
C	1.48	3.56	3.55	1.61	1.26	0.24	0.14	0.31
S	2.60	0.56	0.92	0.96	0.42	0.13	0.02	0.07
Li	10.00	30.00	30.00	10.00	30.00	10.00	20.00	30.00
Rb	20.60	39.10	66.60	28.10	0.39	46.00	216.00	125.50
Cs	1.04	0.72	1.37	1.56	30.00	0.39	4.26	1.98
Ba	157.00	774.00	801.00	325.00	245.00	1505.00	203.00	2450.00
Sr	225.00	126.50	259.00	175.00	169.00	269.00	27.90	208.00
Ga	20.50	19.30	26.00	19.30	19.80	18.50	31.30	22.70
V	177.00	416.00	526.00	444.00	181.00	168.00	14.00	12.00
Sn	2.00	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	8.00	2.00
W	31.00	11.00	99.00	77.00	11.00	2.00	4.00	410.00
Ta	0.50	0.30	0.50	0.20	0.60	0.70	3.30	1.90
Nb	7.30	4.50	7.60	4.20	7.40	10.40	61.20	28.40
Th	3.57	0.74	1.50	0.65	3.77	5.48	46.40	16.15
U	0.81	0.24	0.38	0.16	0.88	1.08	7.27	2.88
Zr	148.00	95.00	164.00	100.00	152.00	230.00	544.00	602.00
Hf	4.00	2.80	4.80	2.80	4.00	6.40	17.30	14.70
Y	17.30	37.10	46.00	34.10	20.40	37.20	127.00	54.20
Sc	17.00	37.00	47.00	39.00	18.00	29.00	5.00	10.00
La	23.20	5.50	12.60	5.10	25.60	48.00	244.00	128.00
Ce	47.70	15.10	31.50	12.10	52.60	92.40	488.00	255.00
Pr	5.78	2.20	3.85	1.83	6.19	11.05	51.50	27.20
Nd	22.90	11.00	18.20	10.00	25.60	46.50	179.50	98.20
Sm	4.67	3.80	4.92	3.35	4.88	8.62	29.10	15.65
Eu	1.41	1.12	1.38	1.09	1.40	2.27	0.90	2.75
Gd	3.97	5.54	7.05	5.01	4.00	7.86	24.20	11.70
Tb	0.64	1.02	1.25	0.92	0.60	1.23	3.80	1.80
Dy	3.33	6.29	7.64	5.84	3.71	7.43	21.50	9.77
Ho	0.69	1.29	1.70	1.29	0.74	1.49	4.23	1.84
Er	2.00	4.11	5.34	3.64	2.12	4.23	13.15	5.48
Tm	0.30	0.55	0.77	0.56	0.34	0.88	1.79	0.80
Yb	1.77	3.55	4.88	3.43	2.13	3.77	11.95	5.38
Lu	0.30	0.57	0.84	0.57	0.30	0.80	1.80	0.84
Ni	78.00	57.00	56.00	79.00	31.00	5.00	12.00	5.00
Cr	110.00	110.00	20.00	180.00	40.00	10.00	20.00	30.00
Co	24.00	30.00	53.00	50.00	15.00	34.00	3.00	44.00
Cu	42.00	7.00	179.00	66.00	17.00	7.00	39.00	7.00
Cd	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Zn	54.00	101.00	63.00	104.00	57.00	83.00	52.00	43.00
Pb	6.00	2.00	10.00	7.00	6.00	10.00	16.00	9.00
Mo	3.00	1.00	1.00	1.00	4.00	1.00	7.00	5.00
Ag	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
As	78.80	23.20	36.90	23.50	10.00	2.80	1.30	1.30
Sb	0.11	0.13	0.09	0.16	0.14	0.08	0.09	0.10
Bi	0.36	0.08	0.10	0.02	0.30	0.07	0.13	0.06
Se	3.00	0.90	1.20	1.50	0.20	0.60	1.60	0.70
Hg	0.04	0.01	0.10	0.09	0.01	0.01	0.01	0.47
Tl	0.09	0.04	0.13	0.14	0.02	0.02	0.41	0.16
Te	0.47	0.04	0.13	0.19	0.15	0.02	0.02	0.01
Re	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Au	2.79	2.24	3.43	2.75	0.08	0.00	0.00	0.01
(La/Lu)cn	8.29	1.03	1.61	0.96	9.15	6.43	14.53	16.33
(Eu/Eu*)cn	1.00	0.75	0.72	0.81	0.97	0.84	0.10	0.62
(La/Sm)cn	3.21	0.93	1.65	0.98	3.39	3.59	5.41	5.28

Tabela 3 - (Continued). Mbas – metabasalt; Mand – Metandesite; and – andesite. rhy - rhyolite.

Zone / Sample / Lito	Orebody (qz-carb-py-au)									
	012 QzVn	028 QzVn	047 QzVn	051 QzVn	052 QzVn	061 QzVn	067 QzVn	077 QzVn	088 QzVn	049 QzVn
SiO2	99.80	46.50	43.80	79.60	67.20	83.40	46.80	67.30	53.80	90.30
TiO2	0.02	1.95	1.28	0.38	0.51	0.49	1.07	0.46	1.48	0.17
Al2O3	0.28	13.85	10.80	3.59	10.15	6.03	10.70	8.96	11.10	1.85
Fe2O3	0.24	14.95	14.00	2.95	5.77	2.98	11.50	5.50	13.70	2.49
MnO	0.01	0.20	0.23	0.06	0.09	0.06	0.21	0.09	0.18	0.03
MgO	0.06	6.25	5.01	0.24	2.58	1.09	5.43	2.30	4.19	0.57
CaO	0.21	7.55	12.00	6.92	6.53	2.91	11.05	7.94	8.26	2.25
Na2O	0.12	2.68	2.56	1.96	3.10	2.77	2.54	0.47	0.61	0.71
K2O	0.02	0.81	1.42	0.08	1.37	0.16	1.73	2.78	1.96	0.16
P2O5	0.01	0.18	0.19	0.01	0.10	0.02	0.01	0.08	0.16	0.03
LOI	0.30	4.58	7.72	2.31	2.09	2.12	7.70	4.00	3.81	2.30
Total	101.05	99.55	99.06	98.11	99.58	102.00	98.81	99.99	99.33	100.86

C	0.04	0.74	2.40	1.55	1.37	0.54	2.48	1.23	0.69	0.49
S	0.11	0.30	2.46	0.99	0.40	0.25	2.96	0.20	0.36	0.99
Li	10.00	20.00	20.00	10.00	10.00	10.00	20.00	10.00	30.00	1.50
Rb	0.50	20.90	36.50	2.40	37.60	3.30	39.30	87.80	59.60	0.05
Cs	0.08	1.60	2.76	0.13	0.91	0.15	1.01	1.81	2.21	10.00
Ba	6.10	184.00	299.00	11.00	458.00	68.00	239.00	511.00	387.00	21.70
Sr	3.20	116.50	112.50	68.00	286.00	56.10	233.00	405.00	376.00	32.40
Ga	5.30	21.30	21.10	3.80	14.50	6.60	20.10	15.30	19.30	3.20
V	5.00	513.00	423.00	34.00	166.00	71.00	280.00	163.00	423.00	38.00
Sn	1.00	2.00	2.00	1.00	2.00	1.00	1.00	3.00	1.00	1.00
W	1.00	2.00	2.00	27.00	23.00	51.00	47.00	20.00	3.00	14.00
Ta	0.10	0.30	0.30	0.10	0.30	0.10	0.30	0.30	0.40	0.10
Nb	0.20	5.50	4.50	1.60	2.70	2.60	4.10	3.50	5.50	1.00
Th	0.09	0.89	0.85	0.34	0.95	0.43	0.92	4.07	1.23	0.29
U	0.05	0.22	0.35	0.15	0.39	0.10	0.25	1.52	0.24	0.09
Zr	6.00	128.00	95.00	36.00	71.00	32.00	81.00	63.00	123.00	17.00
Hf	0.20	3.90	2.90	1.10	2.10	1.00	2.70	1.90	3.40	0.50
Y	0.50	41.10	34.80	11.50	12.10	7.60	31.10	11.20	40.20	3.60
Sc	1.00	45.00	39.00	8.00	13.00	7.00	37.00	15.00	40.00	3.00
La	0.50	7.70	5.80	2.90	8.90	1.50	7.40	16.90	8.30	5.00
Ce	0.90	18.40	14.60	5.70	21.10	5.40	17.80	28.80	20.70	8.80
Pr	0.09	2.82	2.01	0.74	2.85	0.42	2.30	3.40	2.91	0.91
Nd	0.40	14.30	10.10	3.60	12.20	1.60	10.40	12.60	13.90	3.50
Sm	0.15	4.55	3.22	0.97	3.02	0.63	3.00	2.61	4.19	0.69
Eu	0.03	1.35	1.12	0.29	0.77	0.21	0.95	0.61	1.36	0.18
Gd	0.09	6.07	5.25	1.52	2.67	1.17	4.92	2.39	6.16	0.54
Tb	0.02	1.11	0.87	0.29	0.36	0.24	0.84	0.35	1.10	0.07
Dy	0.23	7.07	5.88	1.85	2.52	1.31	5.28	2.09	7.02	0.57
Ho	0.03	1.63	1.20	0.43	0.47	0.26	1.15	0.43	1.48	0.10
Er	0.04	4.65	4.09	1.31	1.56	0.88	3.61	1.26	4.56	0.35
Tm	0.05	0.73	0.57	0.22	0.25	0.13	0.47	0.22	0.63	0.06
Yb	0.07	4.60	3.68	1.24	1.45	0.72	3.07	1.19	4.18	0.35
Lu	0.05	0.70	0.62	0.21	0.18	0.12	0.44	0.19	0.61	0.01
Ni	3.00	65.00	56.00	11.00	21.00	16.00	75.00	40.00	47.00	11.00
Cr	20.00	110.00	50.00	10.00	120.00	60.00	40.00	100.00	30.00	30.00
Co	1.00	49.00	39.00	10.00	12.00	7.00	40.00	15.00	42.00	9.00
Cu	5.00	129.00	99.00	83.00	27.00	14.00	65.00	18.00	98.00	2.00
Cd	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Zn	2.00	126.00	224.00	10.00	46.00	88.00	85.00	61.00	115.00	55.00
Pb	2.00	2.00	10.00	2.00	4.00	4.00	2.00	9.00	6.00	11.00
Mo	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00
Ag	0.50	0.50	1.00	0.70	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
As	3.70	27.60	52.50	54.30	46.10	9.30	242.00	4.20	6.40	28.70
Sb	0.05	0.13	0.11	0.08	0.12	0.10	0.13	0.10	0.40	0.12
Bi	0.02	0.02	0.19	0.36	0.04	0.11	0.61	0.22	0.11	0.20
Se	0.30	0.70	2.60	1.40	0.80	0.40	4.10	0.60	0.70	0.80
Hg	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.06	0.03	0.01	0.01
Tl	0.02	0.11	0.18	0.02	0.07	0.02	0.12	0.08	0.28	0.02
Te	0.07	0.05	0.48	0.72	0.16	0.61	1.07	0.12	0.04	0.31
Re	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Au	47.25	110.84	4.59	11.33	7.56	10.87	3.87	2.45	10.96	9.84
(La/Lu) _{cn}	1.07	1.18	1.00	1.48	5.30	1.34	1.80	9.53	1.46	21.10
(Eu/Eu*) _{cn}	0.79	0.79	0.83	0.73	0.83	0.75	0.76	0.75	0.82	0.90
(La/Sm) _{cn}	2.15	1.09	1.16	1.93	1.90	1.54	1.59	4.18	1.28	4.68

Tabela 3 - (Continued). QzVn – Quartz vein.

5.5.2. Mineral Chemistry

5.5.2.1. Chlorite

Chlorite compositions from hydrothermal altered zones of the Mamão deposit were determined by EPMA. Chlorite analyses have been recalculated on an atomic basis of 28 oxygen-equivalents and iron was assumed to be Fe²⁺ (Newman, 1987). A summary of chlorite

compositions is presented in Table 4 and all EMPA chlorite analyses can be found in Appendix 1. Hydrothermal chlorites were classified as ripidolite and brungsvite based on the compositional divisions outlines in Foster (1962) (Figure 27a) and are classified as type 1 (trioctahedral) within the altered hydrothermal halo (Zane and Weiss, 1998) (Figure 27b). Distal and intermediate chlorites show an Fe-rich composition ranking as ripidolite to brungsvite types. At proximal zones, chlorites are Mg-rich brungsvite to ripidolite. In the mineralized core zone, the chlorites are very diversified, ranging from Fe-Mg-rich compositional terms that are classified as brungsvite- ripidolite minerals, respectively (Figure 27a and 27b).

Alteration Type	Distal (chl-ep-ab)		Intermediate (carb-ab-chl-qz)		Proximal (biot-qz-carb-py)		Orebody (qz-carb-py-au)	
Sample (# analysis)	009 (5)	085 (6)	010 (5)	086 (6)	011 (5)	087 (5)	012 (7)	088 (7)
SiO₂	25.07	24.83	26.41	23.85	26.59	26.79	25.60	26.40
TiO₂	0.13	0.12	0.06	0.06	0.05	0.05	0.14	0.17
Al₂O₃	18.10	19.68	18.99	19.34	18.80	18.40	19.04	17.11
FeO	25.82	28.65	19.33	28.07	19.42	26.07	25.76	28.14
MnO	0.40	0.31	0.22	0.25	0.15	0.14	0.15	0.46
MgO	12.90	13.99	18.80	11.72	19.78	16.62	15.36	14.69
CaO	0.06	0.06	0.04	0.02	0.07	0.02	0.04	0.23
Na₂O	0.02	0.06	0.05	0.05	0.05	0.02	0.14	0.03
K₂O	0.15	0.07	0.04	0.11	0.04	0.02	0.18	0.21
BaO	0.03	0.00	0.05	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
F	0.02	0.01	0.08	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00
Cl	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02
Cr₂O₃	0.15	0.04	0.00	0.09	0.01	0.07	0.10	0.05
V₂O₃	0.03	0.10	0.04	0.16	0.05	0.19	0.18	0.11
NiO	0.09	0.01	0.01	0.03	0.06	0.04	0.03	0.02
H₂O	10.60	11.11	11.15	10.53	11.23	11.38	11.12	11.09
Total	93.58	99.06	95.28	94.34	96.36	99.84	97.87	98.72
Structural Formulas - based on 28 O-equivalents								
Si	5.662	5.347	5.648	5.406	5.616	5.629	5.503	5.701
Al (vi)	2.338	2.653	2.352	2.594	2.384	2.371	2.497	2.299
Al (iv)	2.480	2.341	2.434	2.573	2.299	2.186	2.326	2.044
Mg	4.346	4.491	5.995	3.959	6.220	5.207	4.925	4.717
Fe	4.879	5.161	3.458	5.321	3.429	4.581	4.633	5.093
Ca	0.015	0.013	0.010	0.005	0.016	0.005	0.008	0.054
Na	0.011	0.026	0.022	0.023	0.021	0.007	0.057	0.014
K	0.044	0.019	0.011	0.032	0.010	0.005	0.048	0.059
(Ca+Na+K)/2	0.035	0.029	0.022	0.030	0.023	0.008	0.057	0.063
Fe/(Fe+Mg)	0.529	0.535	0.366	0.573	0.355	0.468	0.485	0.518

Tabela 4 - Representative EPMA analyses of chlorite from the Mamão Deposit.

In general, outlines the hydrothermal chlorites are classified as Fe-chlorites in the outermost portion of the altered envelope, grading to a mix of magnesium-iron-rich chlorites in the orebody zone.

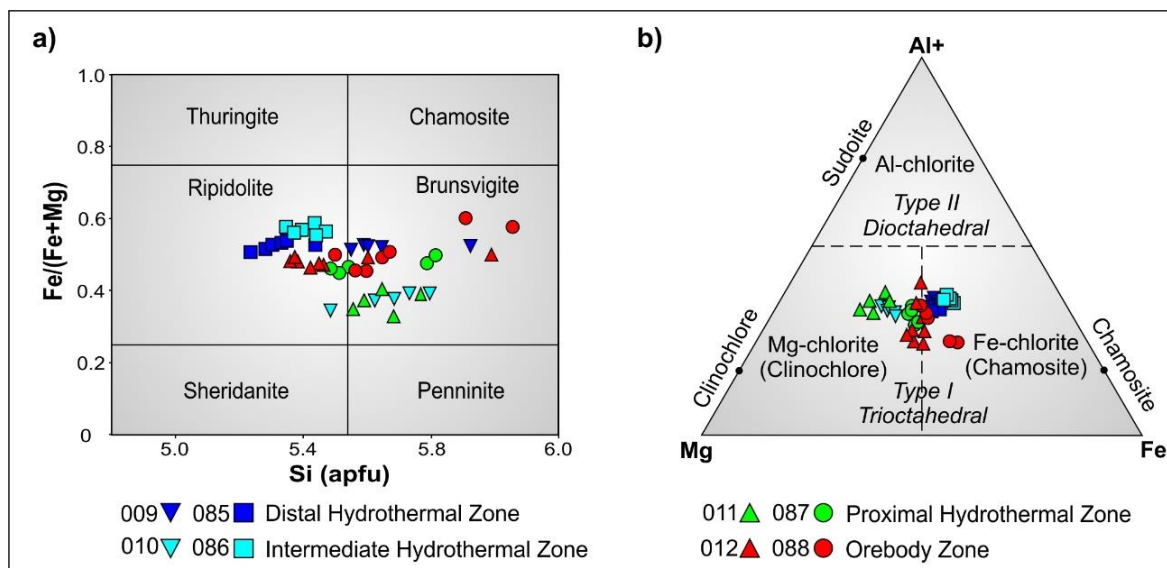


Figura 27 - Classification of chlorites from the Mamão deposit. a) In the diagrams of Foster (1962). b) In the diagrams of Zane & Weiss (1998).

The chlorite geothermometer was tested along zones of hydrothermal alteration and ore zone in order to determine the temperature that the hydrothermal chlorites reached when forming in the Mamão deposit. For this purpose, was used the methodologies describes at Kranidiotis & MacLean (1987) and Cathelineau (1988), comparing it. It is recommended that the use of this geothermometer only when confronted with another independent geothermometer and that only analyzes in which the sum $(K+Na+Ca)/2$ is less than 0.05 atoms per formula unit (afu) (Table 4), which shows absence of contamination by clay mineral or other mica, which may be interstratified in the chlorite structure (Vidal *et al.*, 2001). For this reason, samples 012-9, 012-15, 088-6 and 088-9 (ore zone chlorites) were taken out from the thermometry calculation. The data obtained by the chlorite geothermometer are shown in Table 5.

Alteration (Type)	Chlorite	Kranidiotis & MacLean (1987)			
		Cathelineau (1988)	(1988)	T °C	(+/-)
Distal (<i>chl-ep-ab</i>)	1	331.72	24.00	316.70	15.74
Intermediate (<i>carb-ab-chl-qz</i>)	1	341.14	24.59	319.07	23.18
Proximal (<i>biot-qz-carb-py</i>)	1	324.34	29.18	303.76	16.97
	2	265.36	16.09	260.88	10.92
Orebody (<i>qz-carb-py-au</i>)	1	299.24	17.53	291.72	11.00

Tabela 5 - Representative temperatures obtained by chlorite geothermometer from hosted rocks and orebody zone at the Mamão deposit.

5.5.2.2. Micas

EPMA mica analyses have been recalculated on an atomic basis of 11 anions, and iron was assumed to be Fe²⁺. A summary of mica compositions is presented in Table 6 and all EMPA mica analyses can be found in Appendix 2. Biotite is the principal mica and can be

found throughout the alteration profile, increasing from the border to the core of the path. Muscovite occurs as very small lamellae and generally is located in the intermediate zone of the altered package. Fe-Mg mica shows annite composition (Figure 28).

Alteration Type	Distal (chl-ep-ab)	Intermediate (carb-ab-chl-qz)	Proximal (biot-qz-carb-py)		Orebody (qz-carb-py-au)
Sample (# analysis)	009 (4)	086 (3)	011 (1)	087 (8)	012 (2)
SiO₂	34.39	31.91	35.86	34.63	34.64
TiO₂	1.83	1.40	0.83	1.50	1.84
Al₂O₃	14.36	14.94	14.87	17.50	13.64
FeO	23.80	21.73	22.80	23.96	24.83
MnO	0.15	0.12	0.15	0.08	0.10
MgO	8.91	7.51	10.22	6.54	9.88
CaO	0.77	0.23	0.16	0.78	0.05
Na₂O	0.10	0.24	0.08	0.11	0.06
K₂O	7.43	9.31	7.23	8.68	8.41
BaO	0.00	0.00	0.17	0.00	0.06
F	0.45	0.06	0.14	0.05	0.14
Cl	0.27	0.22	0.06	0.11	0.04
Cr₂O₃	0.03	0.06	0.05	0.04	0.05
NiO	0.03	0.00	0.09	0.03	0.02
H₂O	3.43	3.41	3.70	3.74	3.69
Total	95.94	91.14	96.41	97.74	97.42
Structural Formulas - based on O₁₁ [O₁₀ + (OH, F, Cl)]					
Si	5.550	5.465	5.686	5.456	5.520
Al^{iv}	2.408	2.535	2.314	2.543	2.480
Al^{vi}	0.332	0.480	0.465	0.692	0.080
Al^{tot}	2.741	3.014	2.779	3.236	2.561
Ti	0.230	0.187	0.099	0.183	0.220
Cr	0.003	0.009	0.006	0.005	0.006
Fe	3.238	3.135	3.023	3.240	3.308
Mn	0.021	0.018	0.020	0.011	0.013
Mg	2.145	1.903	2.416	1.577	2.347
Ca	0.144	0.042	0.027	0.135	0.009
Na	0.033	0.081	0.025	0.032	0.017
K	1.513	2.048	1.462	1.753	1.710
OH*	3.704	3.901	3.914	3.947	3.921
F	0.224	0.031	0.070	0.023	0.068
Cl	0.072	0.068	0.016	0.030	0.011

Tabela 6 - Representative EPMA analyses of micas from the Mamão Deposit.

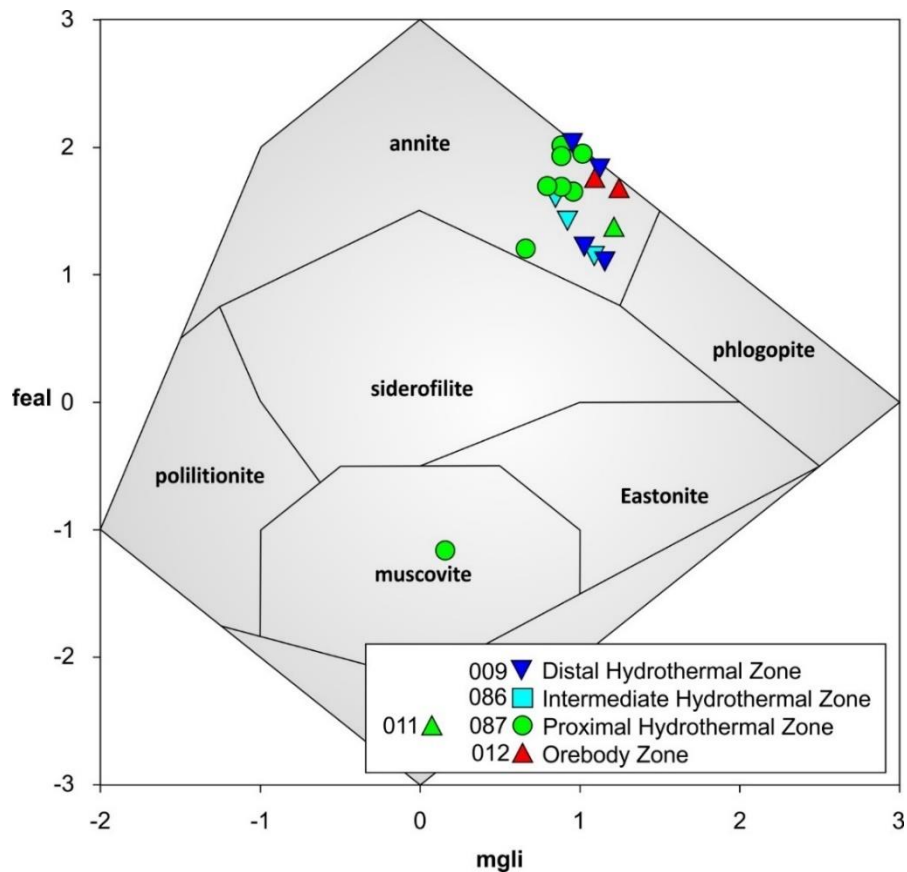


Figura 28 - Classification of micas from the Mamão deposit in the diagram of Tischendorf *et al.* (2007).

Uchida *et al.* (2007) proposed the use of a biotite geobarometer, associating a positive correlation between the content of Al^{tot} and the estimate of the solidification pressure in the formation of these micas, calibrated for minerals generated in hydrothermal alteration environments of some ore deposits. The empirical equation that parameterizes this geobarometer is the following: $P(kb) = 3.03 \times Al^{tot} - 6.53 (\pm 0.33)$, where Al^{tot} designates the total of Al contained in the biotite, calculated based on $O=22$. It is recommended that the use of this geobarometer only when confronted with another independent geobarometer.

The biotite used in this pressure estimation were obtained in the ore zone of the Mamão deposit, directly associated to the gold-bearing quartz lode (samples 012-1 and 012-12). The analyzes of the alteration zone were ruled out due to the influence of the presence of primary biotite and the active metamorphism in the host rocks. The pressure results obtained by the biotite geothermometer are shown in Table 7. For the depth estimation, the ratio 1 kbar = 3.3 km was used.

Alteration (Type)	Sample (# analysis)	Al ^{Tot}	P (kbar)	Depth (km)
Orebody (qz-carb-py-au)	012 (01)	2.524	1.12	3.69
	012 (12)	2.597	1.34	4.42

Tabela 7 - Representative pressure obtained by biotite geobarometer from orebody zone at the Mamão deposit.

5.5.2.3. Amphiboles

Amphiboles analyses have been recalculated on an atomic basis of 23 anions and iron was assumed to be Fe²⁺. A summary of amphibole compositions is presented in Table 8 and all EMPA amphibole analyses can be found in Appendix 3. The mineral chemistry of these amphiboles are calcic-rich and display compositions that are mostly varying from hornblende (Mg-hornblende to Fe-hornblende) in the distal zones to actinolite in the intermediate zones (Table 8 and Figure 29).

Alteration Type	Distal <i>(chl-ep-ab)</i>	Intermediate <i>(carb-ab-chl-qz)</i>
Sample	009	010
(# analysis)	(5)	(3)
SiO₂	48.18	50.49
TiO₂	0.13	0.10
Al₂O₃	4.39	3.36
FeO	21.86	17.41
MnO	0.35	0.33
MgO	10.95	11.85
CaO	11.45	11.66
Na₂O	0.44	0.36
K₂O	0.23	0.33
BaO	0.00	0.06
F	0.00	0.00
Cl	0.02	0.02
Cr₂O₃	0.06	0.14
V₂O₃	0.10	0.09
NiO	0.02	0.02
H₂O	2.03	2.01
Total	100.22	98.23
Structural Formulas - based on O₂₃ [O₂₂ + (OH)]		
Si	7.083	7.531
Al^{iv}	0.761	0.428
Al^{vi}	0.000	0.166
Ti	0.015	0.012
Cr	0.007	0.017
Fe³⁺	1.257	0.400
Fe²⁺	1.431	1.770
Mn	0.044	0.041
Mg	2.399	2.633
Ca	1.804	1.864
Na	0.127	0.106
K	0.044	0.063
F	0.000	0.000
Cl	0.005	0.005
OH*	1.995	1.995

Tabela 8 - Representative EPMA analyses of amphiboles from Mamão Deposit.

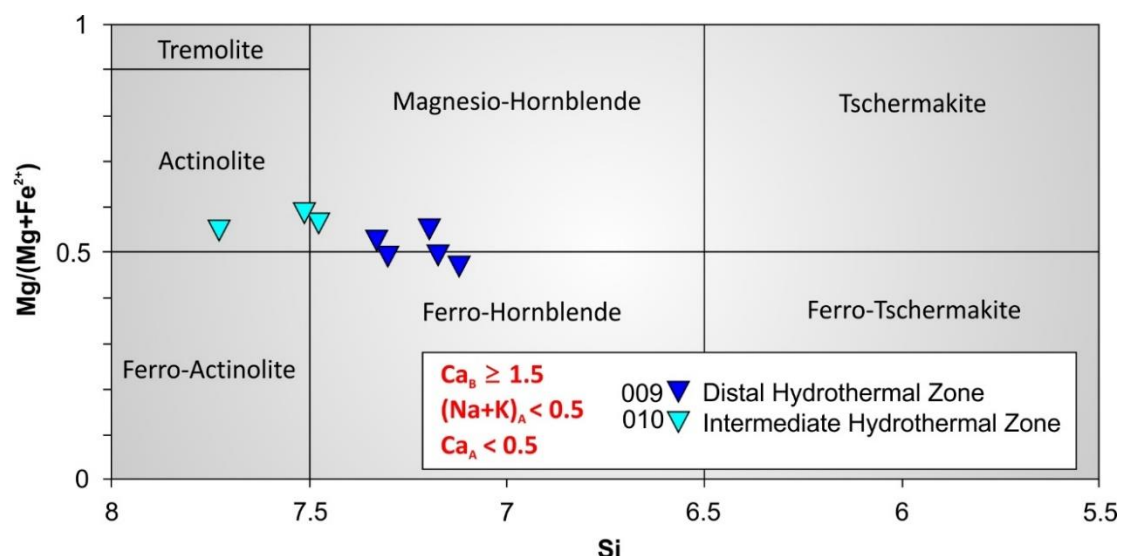


Figura 29 - Classification of amphiboles from the Mamão deposit in the diagram of Leake *et al.* (1997).

5.5.2.4. Sulfides

The main sulfide is pyrite, accompanied by minor chalcopyrite and pyrrhotite, as well as traces of cobaltite and sphalerite. The mineral chemistry of sulfides found along the hydrothermal alteration zone can be seen in Table 9, and a summary of EMPA analyses can be found in Appendix 4. Fine-grained pyrite were performed in this EPMA study.

Alteration Type	Distal (chl-ep-ab)	Intermediate (carb-ab-chl-qz)		Proximal (biot-qz-carb-py)		Orebody (qz-carb-py-au)				
		Py (12)	Py (18)	Cpy (2)	Py (32)	Po (7)	Py (31)	Cpy (7)	Cob (2)	Sph (2)
Mineral (# analysis)										
As	0.10	0.03	0.00	0.15	0.00	0.19	0.00	44.73	0.00	
S	52.88	52.73	34.03	53.30	39.50	51.86	34.76	20.26	33.54	
Fe	45.91	45.34	29.86	46.18	58.30	47.02	30.91	5.51	6.48	
Sb	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.05	0.11	0.00	0.07	
Pb	0.19	0.17	0.10	0.17	0.13	0.13	0.12	0.01	0.10	
Bi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	
Te	-	-	0.02	-	-	0.01	0.01	0.03	0.00	
Co	0.20	0.15	0.15	0.06	0.05	0.07	0.02	27.32	0.03	
Ni	0.11	0.01	0.01	0.08	0.11	0.09	0.01	1.98	0.03	
Mo	0.12	0.10	0.07	0.10	0.08	0.09	0.05	0.01	0.15	
Zn	0.02	0.02	0.19	0.01	0.02	0.02	0.08	0.04	59.52	
Gd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	
Cd	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	-	-	-	-	
Cu	0.03	0.01	32.55	0.02	0.02	0.03	32.52	0.01	0.01	
Au	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00	
Ag	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	
Total	99.60	98.59	97.24	100.10	98.26	100.00	98.60	99.96	99.83	

Tabela 9 - Representative EPMA analyses of sulfides from Mamão deposit. (-) Unanalyzed range.

5.5.2.5. Gold

The mineral chemistry of gold is quite simplified. EMPA analyses can be seen in Table 10 and summarized in Appendix 5. It is possible to classify the mineral as electrum with a high gold content (average of 93.33% Au when in the ore zone and 89.76% Au in the proximal zone), associated with Ag and traces of other metals like Fe, Sb, Cu and Mo, and an absence of As and Pb (Table 10). The Au/Ag ratio shows a mean of 16.26 in the ore zone and 17.50 in the proximal zone, and is shown to be quite homogeneous within all analyzed points (Figure 30). Gold it is also found in fine-grained pyrite-bearing, and present as free grains in the gangue mass or as inclusions in pyrite (Figure 24e). The gold grains have dimensions of up to 2 mm, decreasing to a maximum of 0.1 mm when included in pyrite (Figure 24f). Gold in the free form is found as ameboid or oval crystals and is more stretched when filling interstices, preferably in the quartz vein zone by grading to a proximal region (Figure 24f).

Alteration Type	Proximal <i>(biot-qz-carb-py)</i>	Orebody <i>(qz-carb-py-au)</i>
Mineral (# analysis)	Au (4)	Au (25)
As	0.00	0.00
S	0.00	0.05
Fe	0.02	0.47
Sb	0.00	0.13
Pb	0.00	0.00
Bi	0.00	0.01
Te	-	0.02
Co	0.00	0.01
Ni	0.03	0.01
Mo	0.77	0.06
Zn	0.02	0.00
Gd	0.00	-
Cd	0.02	-
Cu	0.03	0.09
Au	89.76	93.33
Ag	5.13	5.80
Total	95.77	99.99
Au/Ag	17.50	16.26

Tabela 10 - Representative EPMA analyses of gold in the Mamão deposit. (-) Unanalyzed range.

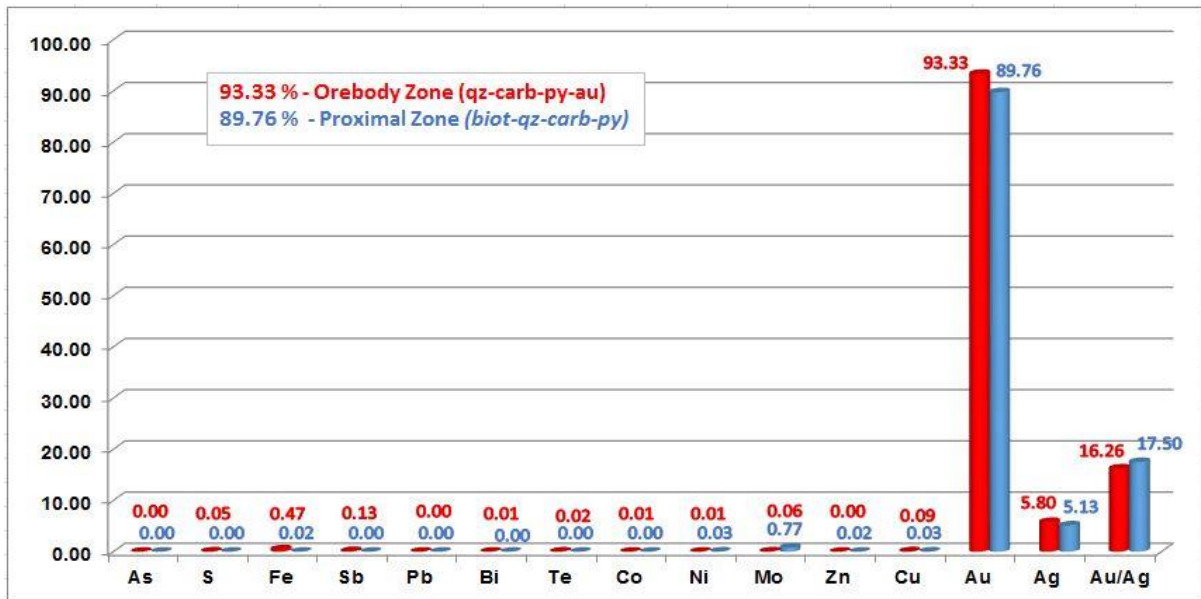


Figura 30 - Average composition of gold in the Mamão deposit.

5.5.3. C-O Isotopes

The stable isotope data from calcite of the mineralized veins from the Mamão deposit yield a narrow range of negative $\delta^{13}\text{C}$ values (-4.95 to -3.54%) and a relatively narrow range of $\delta^{18}\text{O}$ values (8.60 – 10.77%).

5.5.4. Sm-Nd Isotopes

The whole-rock Sm-Nd isotopic analyses were carried out in seven samples from the Mamão deposit: five representing metavolcanics-hosted rocks (039-045-065-086-087) and two representing plutonic dykes that cut the mineralization (002 and 064). The metavolcanics rocks display a TDM value between 2.70 to 3.32 Ga and ϵ_{Nd} (3.0), varying between $+0.11$ to $+4.25$. The post mineralized dykes show a TDM between 2.80 to 2.86 Ga and ϵ_{Nd} between $+3.56$ to $+4.71$ (Table 11). In order to identify the age of the mineralization, three samples (046-048-051) of euhedral coarse-grained pyrites were collected on quartz lode. Epsilon neodymium reported positive values ($+3.31$ to $+6.44$) and model age yielded Neoproterozoic ages (2.60 to 2.51 Ga) (Table 11).

Sample	Litology	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(3.0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	T_{DM} (Ga)
002	gabbro	9.427	51.413	0.1108	0.511119	3.56	-29.63	2.86
064	ryodacite	15.752	98.320	0.0968	0.510901	4.71	-33.89	2.80
039	metadolerite	4.250	15.218	0.1688	0.512093	0.11	-10.63	3.32
045	metandesite	6.314	20.130	0.1896	0.512627	2.51	-0.21	2.70
065	metabasalt	3.534	18.543	0.1152	0.511241	4.25	-27.25	2.80
086	metabasalt	8.446	44.256	0.1154	0.511149	2.37	-29.04	2.95
087	metabasalt	5.125	18.604	0.1665	0.512208	3.27	-8.38	2.72
046	Quartz vein	0.960	3.240	0.1792	0.512461	3.31	-3.45	2.60
048	Quartz vein	5.168	19.143	0.1632	0.512189	4.18	-8.76	2.59
051	Quartz vein	6.818	30.280	0.1361	0.511767	6.44	-16.98	2.51

Tabela 11 - Sm-Nd isotopic data of metavolcanics and plutonic rocks and pyrite of the Mamão deposit.

Sm–Nd isotopic results of the metavolcanic hosted rocks of the Mamão deposit produced an isochron with age of 2952 ± 14 Ma, with a MSWD of 0.65 (figure 31a) and an isochron with age of 2363 ± 111 Ma to post mineralized dykes (figure 31b). Hydrothermal pyrite yielded an isochron with age of 2446 ± 35 Ma, with a MSWD of 2.2 (figure 31c). All reported values of epsilon neodymium, calculated to 3.0 Ga, has exhibit positive results indicating a mantellic source for these rocks.

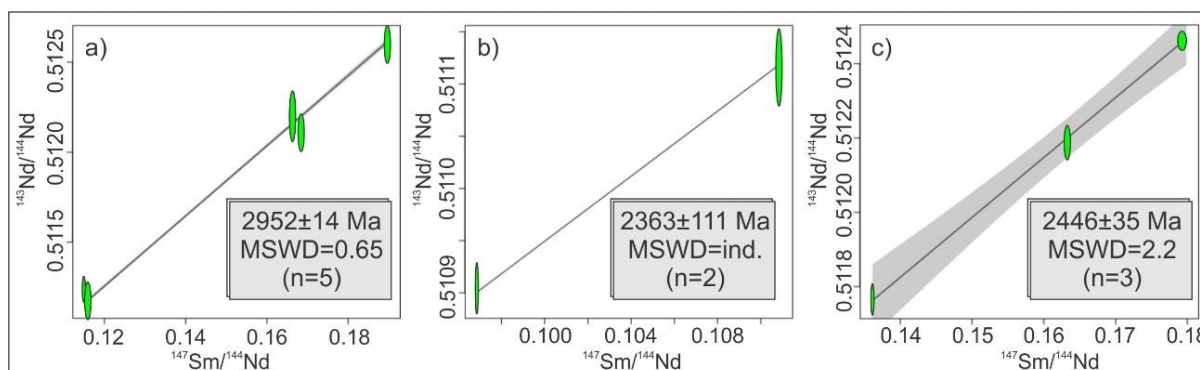


Figura 31 - Sm–Nd reference isochron diagram of the Mamão deposit. a) data of 5 samples of the metavolcanics hosted rocks. b) data of 2 samples of the post mineralized gabbro and ryodacite dykes.

5.6. Discussion

5.6.1. Geochemistry of Deposit

An attempt to show and enrichment/impoverishment of the chemical elements during the hydrothermal alteration was performed on metabasaltic rocks of the Mamão deposit. The

procedure consisted in determining the ratio of the mean of the altered metabasalts normalized by one sample not affected by the alteration fluids (sample 020 - Table 3).

The host rock hydrothermal zone is slightly enriched in silica, which migrates to the central zone in the form of quartz lode in the core. In general, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO and Na₂O content decreasing from distal to proximal zones while CaO, K₂O, FeO and LOI increases toward the ore direction along hydrothermal conduct. These values reflect the silicification, carbonation and potassification active in this deposit. (Figure 32a).

Among the minor and trace elements V, Y, Cu, Sb decrease toward the mineralized core. Ag is constant due to the limit of analytical detection, while Rb-W-Hg and Ni-Cr levels increase only at particular hydrothermal zone (proximal and intermediate zones, respectively), reflecting the degree of interaction between the fluid and the host rock. Assays of Th, U, Zr, Pb, Mo, As, Bi and Te are considerably increased during the hydrothermal enrichment. Most of these chemical elements are compatible with metamorphic source but some of them (like Mo, Bi and Te) may also reflect partial genesis related to possible magmatic contributions. Au is consistently concentrated toward the central zone, directly associated with the evolution of the altered profile, in the order of 100x greater in the intermediate zone and 200x larger in the proximal zone in the quartz lode, when compared to the assay of the non- altered rock (Figure 32b).

According Souza *et al.* (2001), the REE patterns of metavolcanic rocks of the *Identidade greenstone belt* show similarities with the basalt patterns of subducted crust melting and the metabasic rocks of the Mamão deposit also follow the same geochemical evolution (Figure 26). Usually, a decrease of the REE fractionation from the border to the center of the hydrothermal alteration is observed, which is probably a reflection of the potassification process that adds K-feldspar or biotite in the inner zones of the conduit and in general ore zone's REE pattern reflects the weak interaction with host rocks.

The chemical and mineralogical zoning of hydrothermal paragenesis is typical for orogenic gold deposits: chlorites are Fe-Mg-rich (ripidolite and brungsvite), micas are biotite (annite type) and muscovite/sericite near the core alteration. Amphiboles are hornblende when located in the outermost zone alteration, influenced by metamorphism and actinolite under effects of the hydrothermal process of the intermediate zone. The presence of sericite-quartz paragenesis in the ore zone indicates that there was a reduction in the pH conditions, favoring the performance of redox processes, which would lead to the deposition of gold in this environment.

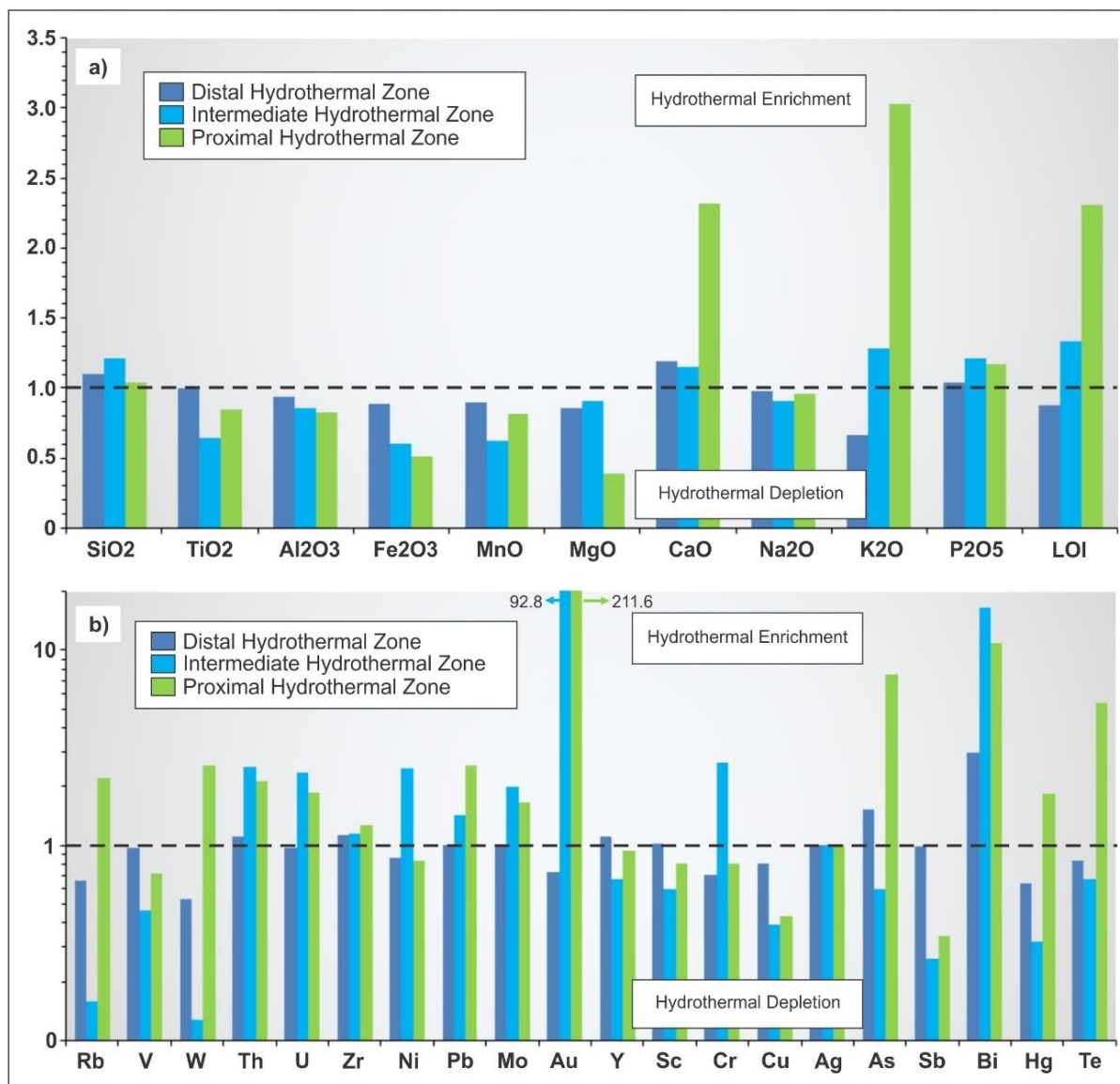


Figura 32 - Plot showing enrichment/depletion for hydrothermal zones alteration of the Mamão deposit. a) Geochemistry of major elements. b) Geochemistry of the minor and traces elements. The dotted line indicates the normalization of hydrothermal altered samples by non- altered sample of the host rock.

Sulfidation occurs in the Mamão deposit since the hosted rocks to all parts of the hydrothermal alteration zones, with a greater presence in the contact between proximal zone and the quartz-lode. Two types of pyrite were identified in this study and listed above are relatively; (1) metamorphosed or remobilized fine-grained pyrite in veins and close contact with proximal hydrothermal zone, strongly associated with auriferous event, (2) euhedral coarse-grained aggregates pyrites at ore zone, associated with brittle deformation and weak gold content. In general, fine-grained pyrite show an increase in the metalliferous diversity toward the center of the hydrothermal zone was observed. The elemental types observed were mainly Cu, Co and Zn, which are responsible for the crystallization of chalcopyrite, cobaltite and sphalerite, respectively, as well as trace amounts of As, Sb and Ag in the opposite direction,

decreasing from the core to the edge. Pb, Co, Ni and Mo are more enriched in the pyrite of distal portions at these edges, reflecting their interaction with the mafic hosted rocks.

5.6.2. P-T Conditions and Source of Hydrothermal Fluid

Huhn (1992) carried out a study of fluid inclusions in the Babaçu deposit, located about 4 km northeast of the Mamão trend, and interpreted as a natural continuity. He concluded that there are four types of fluid inclusions, the first two (main stage) composed of CO₂-H₂O-N₂-(±NaCl), with homogenization temperatures ranging from 220° to 360°C, trapped at pressures between 1.3 to 1.9 kbar under calculated salinity from 3 to 7.5% NaCl equivalent, compatible with metamorphic origin generated by dehydration and decarbonation processes. The last two types of fluid inclusions (late stage) were classified as H₂O-NaCl-(±KCl), with Th ranging from 50° to 160°C, under estimated pressures not exceeding 0.8 kbar and calculated salinity between 7 to 16% NaCl equivalent, indicating meteoric origin and geochemical remobilization of the gold along the shear zone. These results may be suggested for the Mamão deposit due to the geological/metallogenic similarity and proximity between the two gold deposits, and according Wilkinson (2001) they indicate that were formed under typical conditions of orogenic deposits (lode gold) (figure 33).

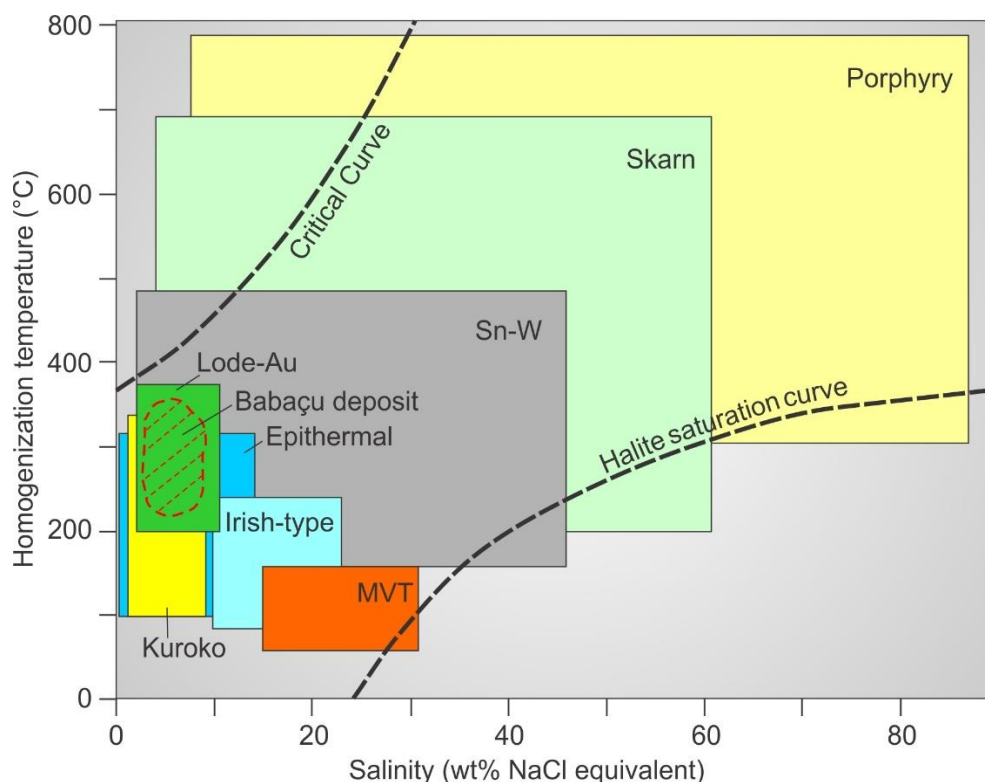


Figura 33 - Homogenization temperature–salinity diagram of the Babaçu-Mamão deposit and typical ranges for inclusions from different deposit types after Wilkinson (2001).

The results of temperatures using chlorite geothermometer (Table 5), according to the specifications of Kranidiotis & MacLean (1987) (KM) and Cathelineau (1988) (C), show a very similar response for chlorite temperature of the hydrothermal zoning, within the analytical error, ranging from $303.76^{\circ}\text{C} \pm 16.97^{\circ}\text{C}$ (KM) to $341.14^{\circ}\text{C} \pm 24.59^{\circ}\text{C}$ (C). The proximal alteration zone showed a secondary group of chlorites formed at lower temperatures, with T ranging from $260.88^{\circ}\text{C} \pm 10.92^{\circ}\text{C}$ (C) to $265^{\circ}\text{C} \pm 16.09^{\circ}\text{C}$ (KM), indicating that a new phase was formed from a new hydrothermal solution. The gold-rich lode zone showed a lower chlorite formation temperature, in the order of $291.72^{\circ}\text{C} \pm 11^{\circ}\text{C}$ (KM) to $299.24^{\circ}\text{C} \pm 17.53^{\circ}\text{C}$ (C). This fact may indicate that the chlorite temperatures of the host hydrothermal rocks may have suffered with the influence of the regional metamorphism temperature, which would be higher. The temperatures of the ore zone, obtained in quartz veins from the Mamão deposit, are in line with the homogenization temperatures obtained by Huhn (1992) for the fluid inclusions associated with the gold mineralization of the Babaçu deposit, which ranged from 220°C to 360°C , indicating temperatures typical of metamorphic fluids in an orogenic gold deposit environment.

The assays of the biotite geobarometer showed formation pressures for these micas varying from 1.12 to 1.34 kbar (3.69 to 4.42 km depth, Table 7), which are quite close to those obtained by Huhn (1992) using fluid inclusions at Babaçu deposit, which have indicated pressures ranging from 1.2 to 1.9 kbar. These estimates of pressures and depths are compatible with those expected for orogenic environments, at the transitional interface between the ductile-brittle boundary.

Analysis of As-Co-Ni (Figure 34a) and (Fe+S)-As (Figure 34b) in fine-grained pyrite of the orebody zone, according to the methodology described in Yan *et al.* (2014), appoint metamorphic origin for the hydrothermal fluid in the Mamão deposit. However, the data also indicate that there may have been a probable magmatic contribution in the generation of pyrites.

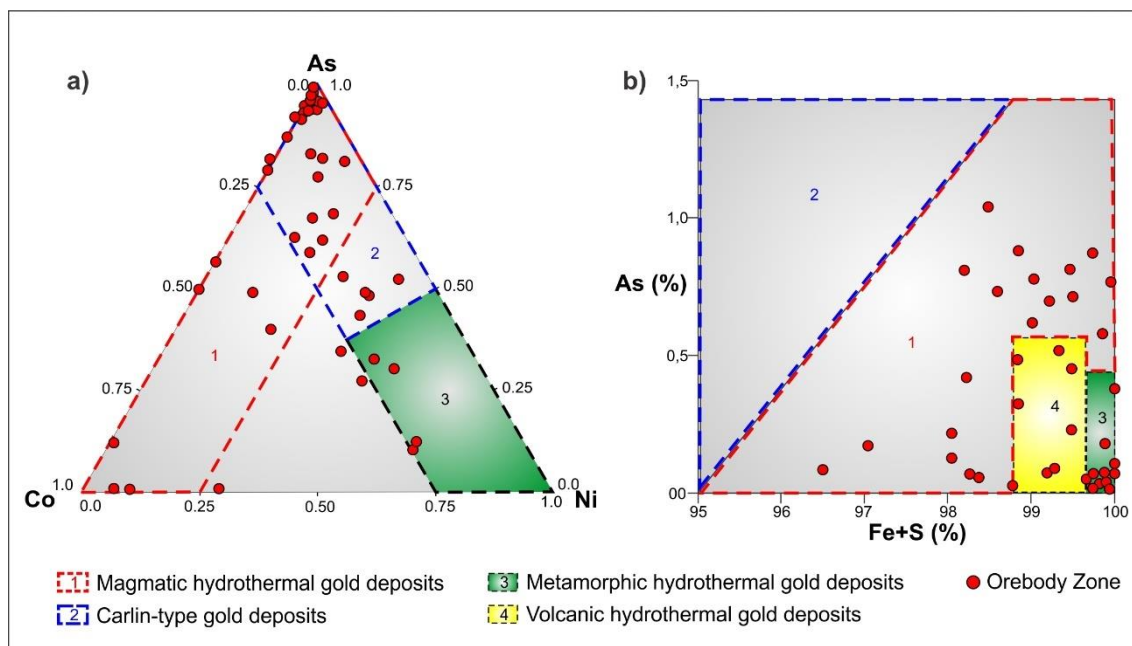


Figura 34 - Pyrite composition in the hydrothermal zones of the Mamão deposit, compared with the compositional domains of pyrite from gold deposits in the diagrams of Yang *et al.* (2014). a) As-Co-Ni pairs. b) (Fe+S)-As pairs.

According to Goldfarb and Groves (2015) Precambrian fluids in orogenic gold deposits tend to range in $\delta^{18}\text{O}$ between +6 and +11‰ and in $\delta^{13}\text{C}$ between -11 and +2‰. The negative $\delta^{13}\text{C}$ values obtained for Mamão deposit are consistent with a homogeneous deep-seated carbon source from which carbonate minerals were precipitated within a limited pH range. The range of $\delta^{18}\text{O}$ values may be the result of deep-seated solutions (high $\delta^{18}\text{O}$) and suggest a metamorphic origin for the fluid. A comparison between stable isotopic data from the Mamão deposit and from similar deposits in the literature places the Mamão deposit in the same range of values as the Archean orogenic gold deposits of Lac Shortt, Bulyanhulu and Sapucaia (Table 12).

Deposit	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	Reference
Golden Mile	13.00 to 15.00	-7.90 to -0.20	1
Hollinger-McIntyre	11.30 to 15.00	-4.80 to -0.10	1
Las Cristinas	9.30 to 10.30	-0.50 to 0.40	1
Bulyanhulu	8.70 to 13.70	-4.50 to -4.30	1
Lac Shortt	8.28 to 15.02	-4.89 to 2.38	2
Amalia	6.60 to 7.90	-7.70 to -6.00	3
Cumaru	4.60 to 6.00	-5.02 to -10.20	4
Sapucaia	8.30 to 10.10	-3.00	5
Lagoa Seca	7.20 to 10.00	-3.60 to -2.00	6
Mamão	8.60 to 10.77	-4.95 to -3.54	7

Tabela 12 - Stable isotope data for hydrothermal mineral phases of some Archean orogenic gold deposits. 1-Goldfarb *et al.* 2005. 2-Nadeau *et al.* 2014. 3-Adomako-Ansah *et al.* 2017. 4-Santos *et al.* 1998. 5-Oliveira *et al.* 1995. 6-Souza 1999. 7-this work.

5.6.3. Timing of Gold and Tectonic Evolution

The geology of the Mamão deposit region suggests an evolution from mafic/ultramafic volcanic flows, interspersed with turbidite sediments and calcalkaline intrusions. Values of ϵ_{Nd} suggest that such rocks were extracted in the Mesoarchean era, derived from a depleted mantle. This set of rocks represents the first episode of juvenile addition, occurring ca. 3.0-2.92 Ga., forming the bands of *greenstone* and voluminous plutonism TTG in the Rio Maria domain.

The metamafics hosted rocks of the Mamão deposit has been dated and returned a Mesoarchean isochron age of 2952 ± 14 Ma (Sm-Nd), indicating that the Andorinhas *greenstone belt* is almost 100 Ma younger than the Identidade *greenstone belt* (3046 ± 32 Ma, Sm-Nd, Souza et. al., 2001).

Galarza *et al.* (2006) used the Pb-Pb geochronological dating in fine-grained pyrite from the mineralized zone of the Mamão deposit and obtained the age of 2971 ± 95 Ma, which can be interpreted as the main ore formation age of the Mamão deposit. This age is similar, within the analytical errors, to the ages of 2979 ± 5 Ma, 2971 ± 18 Ma and 2904 ± 25 Ma of the felsic metavolcanics and metagreywacke of the Lagoa Seca Group (U-Pb in zircon; Pimentel and Machado, 1994; Macambira and Lancelot 1996), and shows that the gold mineralization settled on the Andorinhas *greenstone belt* at a time very close to the formation of the hosted rocks. To date this Mesoarchean-age metallogenetic event has not yet been recognized in Amazonian craton (Figure 35a). This event, here called Rio Maria event, demand to be better studied and featured with more robust geochronological dating, but it is undeniable its existence and it is likely that the *greenstone* similar *belts* (Sapucaia, Inajá, Identidade, etc.) in the area also show similar dating.

A newer dating (2446 ± 35 Ma Sm-Nd) has been obtained in coarse-grained pyrite from the Mamão deposit. However, this isochronon age was obtained in pyrites clearly related with late brittle events and that can characterize a second mineralizing event. This phase is responsible for a small gold remobilization, probably associated with a young tectonic reactivation accompanied by a generation of new fluids. Looking for the positioning of this mineralizing event in the Carajás Mineral Province, it coincides with the metallogenetic epoch responsible for mineralization in the Aguas Claras, Salobo and Gameleira deposits from Carajás domain, not being recognized in the Rio Maria domain (Figure 35a).

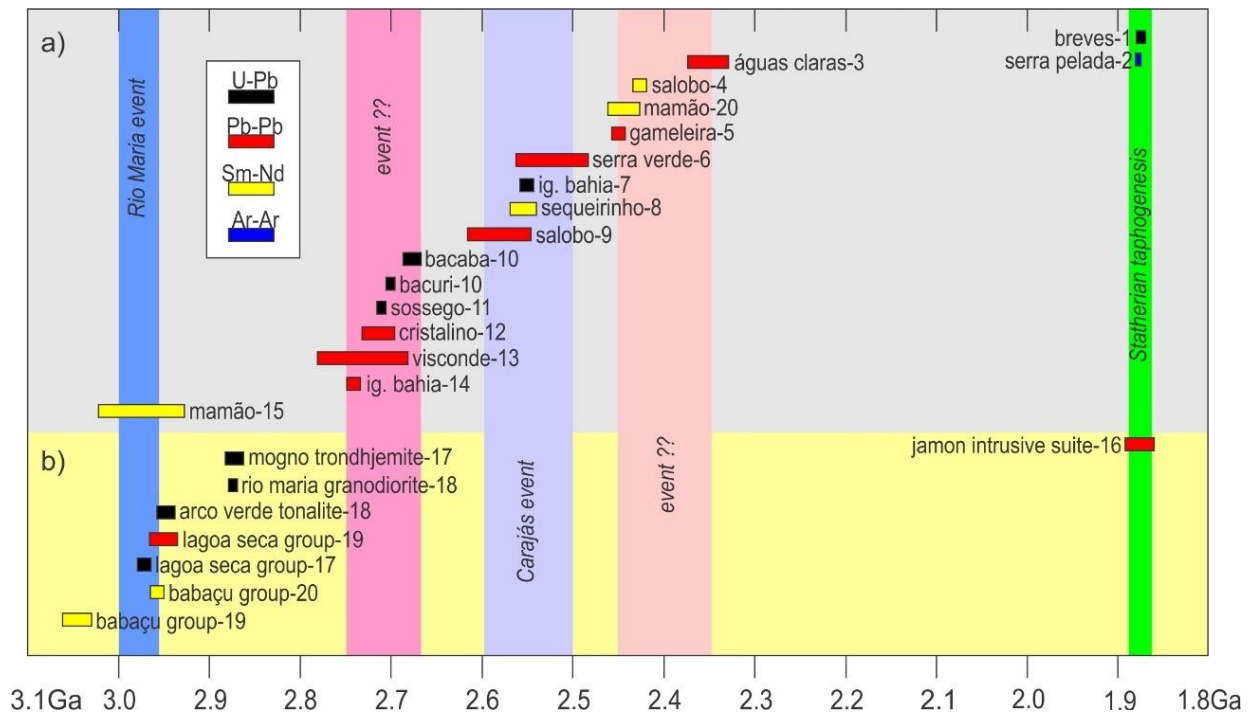


Figura 35 - a) graphical scheme showing the mineralized timing of the main Au-(Cu) deposits of the Carajás Mineral Province, grouped into their respective mineralizing events. **b)** Simplified stratigraphy of the Andorinhas greenstone belt area based on geochronological data. 1-Tallarico *et al.* 2004. 2-Grainger *et al.* 2008. 3-Silva *et al.* 2001. 4-Tassinari *et al.* 2003. 5-Galarza & Macambira 2002. 6-Reis *et al.* 2001. 7-Tallarico *et al.* 2005. 8-Neves 2006. 9-Requia *et al.* 2003. 10-Moreto *et al.* 2011. 11-Moreto *et al.* 2015. 12-Soares *et al.* 2001. 13-Silva *et al.* 2012. 14-Galarza *et al.* 2008. 15-Galarza *et al.* 2006. 16- Dall’Agnol *et al.* 1999. 17-Pimentel & Machado 1994. 18- Macambira & Lancelot 1996. 19-Souza *et al.* 2001. 20-This study.

5.7. Conclusion

The data discussed here allow the following conclusions:

1. The calc-alkaline magmatism that generated the metavolcanic host rocks of the Mamão gold deposit shows characteristics of having been formed by volcanic arcs of the continental margins. Sm–Nd isotopic results suggest that magmatism that generators of the hosted rocks have a mantle origin, developing rocks in an active continental margin during the Mesoarchean.

2. REE patterns show little fractionation, showing weak interaction during hydrothermal process. Europium anomalies are not frequently observed throughout the profile, suggesting that REE had slight modification during the hydrothermal event. The La/Sm ratio is low throughout the profile, indicating these elements present enriched LREE and depleted HREE patterns.

3. EPMA data obtained from hydrothermal chlorite-mica-amphibole of the Mamão deposit suggest a hydrothermal evolution composed of four phases followed by diversified mineralogical dimensions and compositions, culminating in the deposition of gold in the core zone dominated by quartz–carbonate–sulfide (\pm albite, chlorite, biotite).

4. Gold ore is predominantly electrum, with Au varying from 89.76 to 93.33% in weight and is accompanied by a homogeneous amount of silver (Au/Ag from 16.26 to the 17.50). Sulfide is basically pyrite (plus chalcopyrite, pyrrhotite and traces of cobaltite and sphalerite) that increases toward the center of the hydrothermal zone. Elements such as Pb, Co, Ni and Mo are more enriched in the pyrite of hydrothermal package, reflecting their interaction with the metamafic hosted rocks.

5. Chlorite geothermometer have returned temperatures from $260.88^{\circ}\text{C} \pm 10.92^{\circ}\text{C}$ to $341.14^{\circ}\text{C} \pm 24.59^{\circ}\text{C}$ and biotite geobarometer have returned pressures between 1.12 to 1.34 kbar (3.69 to 4.42 km depth) for the hydrothermal zones, including mineralized quartz vein.

6. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ stable isotope data from calcite of the mineralized orebody zone display values compatible with a metamorphic fluid, confirming the presence of orogenic characteristics in this gold mineralization.

7. As-Co-Ni and (Fe+S)-As ratio diagrams obtained from fine-grained pyrite allow to indicate that the hydrothermal fluid present metamorphic origin. Nevertheless, pyrite composition allows inferring a magmatic contribution in the generation of these pyrites.

8. The set of geochronological data indicates that the main gold mineralization was formed in an event very close to the formation of the metavolcanics host rocks, probably during the closing of the paleo-basin and formation of the *greenstone belt* during the Mesoproterozoic period, composing a proposed metallogenetic period ca 2.95-3.00 Ga denominated Rio Maria event. A later stage of mineralization has been also highlighted about 2.45 Ga, indicating that there was a reactivation and newer auriferous pulse during the end of the Neoproterozoic. This puts the Mamão deposit as the earliest gold deposit dated in the Amazonian craton and one of the few preserved gold deposits of this period in the world.

5.7. Acknowledgments

This work was supported by the Troy Resources Ltd (Reinarda Mineração Ltda) and is published with permission. The authors would like to thank the Andorinhas Project geology team, in particular Augusto Mol, Ezequiel Costa e Silva, Wilson Bastos, Adriane Felipe and Natanael Lima. We would like to thank Peter J. Doyle, VP of Troy's Exploration and Business

Development, for his continued and suggestions on earlier versions of this manuscript. Souza would like to acknowledge the brazilian agency CAPES for a research grant during part of his doctoral thesis and Universidade Federal do Ceará by the reduction of work and partial removals.

Capítulo – 6

ARTIGO 02

GEOCHEMISTRY AND ISOTOPIC GEOLOGY OF THE LAGOA SECA GOLD DEPOSIT IN THE ANDORINHAS GREENSTONE BELT, CARAJÁS MINERAL PROVINCE, BRAZIL.

*Sebastião Rodrigo Cortez de Souza
Nilson Francisquini Botelho
Elton Luiz Dantas
Federico Alberto Cuadros Jiménez
Mateus Andrade Reis
Camila Salles Viana*

Artigo Submetido em 08/11/2018 na revista: **MINERALIUM DEPOSITA (Qualis A2)**

Mineralium Deposita Editorial Manager

HOME • LOGOUT • HELP • REGISTER • UPDATE MY INFORMATION • JOURNAL OVERVIEW
MAIN MENU • CONTACT US • SUBMIT A MANUSCRIPT • INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

Role: Author Username: Rodrigo

Submissions Being Processed for Author Sebastiao Rodrigo Cortez Souza, M.D.

Page: 1 of 1 (1 total submissions) Display 10 results per page.

Action	Manuscript Number	Title	Initial Date Submitted	Status Date	Current Status
Action Links	MIDE-D-18-00230	Geochemistry and isotopic geology of the Mesoproterozoic Lagoa Seca gold deposit in the Andorinhas greenstone belt, Carajás Mineral Province, Brazil	08 Nov 2018	08 Nov 2018	Submitted to Journal

Page: 1 of 1 (1 total submissions) Display 10 results per page.

<< Author Main Menu

6. GEOCHEMISTRY AND ISOTOPIC GEOLOGY OF THE LAGOA SECA GOLD DEPOSIT IN THE ANDORINHAS *GREENSTONE BELT*, CARAJÁS MINERAL PROVINCE, BRAZIL

Sebastião Rodrigo Cortez de Souza^{1,3}, Nilson Francisquini Botelho², Elton Luiz Dantas², Federico Alberto Cuadros Jiménez², Mateus Andrade Reis³ & Camila Salles Viana³

1 - Universidade Federal do Ceará - UFC, Campus Crateús, CEP 63.700-000 – Crateús - CE,
E-mail: rodrigo@crateus.ufc.br;

2 - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB.

3 - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB.

6.1. Abstract

The Lagoa Seca is a gold deposit located in the Mesoarchean Andorinhas *greenstone belt* at eastern portion of the Amazonian Craton, northern Brazil. It is hosted in clastic metasedimentary (metagreywacke and metasiltstone) and metavolcanic rocks (metadacite and metaultramafic) and it was operated by Troy Resources Ltd as open pit mine between 2008 to 2014 returned about 150 koz gold. The hydrothermal alteration halo is directly associated to the internal zonation of the Lagoa Seca shear zone and is given by i) a distal zone composed of chlorite-epidote-carbonate, ii) an intermediate zone defined by propylitic alteration plus a moderate silicification, iii) proximal zone composed by strong potassic alteration accompanied by biotite-magnetite (carbonate-amphibole-sulphide-gold) and iv) ore zone gold-rich as central part of the shear zone strongly affected by sulphidation and potassification. Whole rock geochemistry and mineral chemistry studies on the hydrothermal host rocks show correlation between major elements is variable but in general lines shows Al₂O₅ and Na₂O increase with silica content, while Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO and LOI to decrease. Minor and trace elements is best characterized by very good correlation between Zr, Nb, Ti and LREE. A trace-element geochemistry is consistent with that of subduction related calc-alkaline magmas in continental arcs. The REE patterns of hydrothermalized rocks in general show high fractionation with La/Lu(cn) of LREE and HREE towards the center of the hydrothermal conduit accompanied

by a weak negative europium anomaly $\text{Eu}/\text{Eu}^*(\text{cn})$ and a moderate fractionation with $\text{La}/\text{Lu}(\text{cn})$. The tectonic discriminant diagrams show a calci-alkaline affinity and classify the host rocks as being derived from subduction processes, representatives of ancient continental arcs formed in not mantellic plume environments. Hydrothermal chlorites are classified preferentially as brungsvite, hydrothermal micas show phlogopite composition and amphiboles are calcic-rich displaying compositions mostly varying from actinolite, tremolite and Mg-hornblende. The main sulfide is pyrite, accompanied by minor chalcopyrite, galena, pyrrhotite and traces of millerite. On the pyrite was observed an increase of As, Co and Cu toward the center of the hydrothermal zone, well as trace of Zn, Ni and Au decreasing opposite. Gold is present predominantly as inclusions in pyrite/chalcopyrite and are classified as electrum with a high gold content (89.53% Au at ore zone and 86.32% Au at proximal zone), associated with Ag and traces Fe, Mo, Ni and Cu and absence of As and Pb. Au/Ag ratios shows mean of 6.95 in the ore zone and 10.18 in the proximal zone. Chlorite geothermometer returned temperatures from 269°C-353°C for the hydrothermal zones, including mineralized ore zone. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ stable isotope data from calcite of the mineralized orebody zone return $\delta^{13}\text{C}$ value of -6.36‰ PDB and $\delta^{18}\text{O}$ values of 8.12‰ SMOW, values compatible with a metamorphic fluid. Composition of the fine-grained pyrite allow to indicate that the hydrothermal fluid present a deep crustal source from metamorphic origin, accompanied by a mix of magmatic contribution probably generated during the dominant TTG evolution present in the area. The whole-rock Sm-Nd isotopic analyses presented TDM 2.92-3.04 Ga and $\epsilon_{\text{Nd}}(3,0)$ +1.32 to +2.76 to metaultramafic, TDM 2.78-2.92 Ga and $\epsilon_{\text{Nd}}(3,0)$ +2.18 to +2.75 to metasedimentary and TDM 2.79-2.83 Ga with ϵ_{Nd} +3.52 to +4.39 to metadacite and Sm-Nd isochron produced age of 2867 ± 40 Ma indicating a Mesoarchean age for these host rocks.

KEYWORDS: Orogenic Gold Deposit; Hydrothermal Alteration; Isotopic Geology; Amazonian Craton; Mesoarchean.

6.2. Introduction

The Archean lode gold-only systems have almost exclusively catered to the global gold demand since it was for the first time introduced to the human society. A reasonable understanding of the nature and composition of ore fluids associated with orogenic lode gold deposits has been developed from a wide range of studies related to fluid inclusions, stable/radiogenic isotopes and geochemistry of hydrothermally altered rocks (Mishra *et al.*

2018). Orogenic gold deposits are formed in subduction-related tectonic settings in accretionary to collisional orogenic *belts* from Archean to Tertiary times (Groves et al 2018). Most Archean deposits are sited in volcanic rock-dominated sequences (*greenstones*) that include subvolcanic intrusions and BIF units and commonly clastic sedimentary-rock sequences (Goldfarb & Groves 2015). Their genesis, including metal and fluid source, fluid pathways, depositional mechanisms, and timing relative to regional structural and metamorphic events, continues to be controversial (Groves et al 2018).

Numerous models have been proposed to account for the origin of auriferous hydrothermal fluids. Recently, Goldfarb and Groves (2015) have summarized the state of knowledge on the type and nature of ore-forming fluids in orogenic gold deposits, including (1) metamorphic devolatilization during prograde regional metamorphism of the *greenstones*, (2) devolatilization of the lower and/or middle crust with or without input from the mantle, (3) magmatic fluid originating from extensive regional or specific granitic associations, (4) fluid released during crystallization of gold-rich lamprophyric magmas, and (5) deep circulation of meteoritic waters in the crust. However, reviews of all published data on orogenic gold deposits of all ages, point to metamorphic devolatilization and fluids originating from felsic magmatic sources as the most likely candidates (Mishra *et al.*, 2018). Excellent reviews on these studies are provided by Groves *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.*, 2005; Tomkins, 2013; Goldfarb & Groves, 2015; Wyman *et al.*, 2016 and Groves *et al.*, 2018.

Gold has historically been a key strategic commodity, and the study of gold deposit formation has long been investigated. The orogenic gold deposits represent more than 75% of gold recovered through history (Tomkins, 2013). Orogenic gold deposits dominantly are formed in metamorphic rocks in the mid- to shallow crust (5–15 km depth), at or above the brittle-ductile transition, in compressional settings that facilitate transfer of hot gold-bearing fluids from deeper levels (Goldfarb *et al.*, 2005), located in accretionary and collisional orogens, accompanied by weakly oxidized, low-salinity fluids to the sites of gold deposition is controlled by structural events, allowing fluids to rapidly traverse large thicknesses of crust (Tomkins, 2013).

The Mesoarchean was the largest gold period known of orogenic deposit, representing approximately 90,000 tonnes of gold, accompanied by other gold peaks, particularly in the Neoproterozoic, Paleoproterozoic and Paleozoic (Nguimatsia *et al.*, 2017). The mistake is due the great part of this period is given from of a single deposit: paleoplacers of the Witwatersrand. Few Mesoarchean primary deposits are known, including New Consort Gold deposit (Otto *et al.*, 2007) and small deposits in Greenland (Kolb *et al.*, 2013; Polat *et al.*, 2016). However,

there must have been a great auriferous source that generated these secondary paleoplacers deposits.

The Lagoa Seca Gold deposit located in the eastern portion of the Amazonian Craton, northern Brazil, hosted in clastic metasedimentary and metavolcanic rocks of the Mesoarchean Andorinhas *greenstone belt*. It was operated by Troy Resources Ltd as open pit mine and returned about 150 koz gold between 2008 to 2014. Mining activity in the Andorinhas *greenstone belt* (Pará state, Brazil) is historically linked to gold mineralization and dates back to the 1970s, where the gold has been extracted from the alluvial "garimpos" with different degrees of mechanization. Small orogenic gold deposits, such as Lagoa Seca, Mamão, Babaçu and Serrinha deposits are located in this *greenstone* sequences (Costa e Silva *et al.*, 2012).

This paper introduces the Lagoa Seca deposit and aims to characterize its host rocks, distribution and types of hydrothermal alteration and its paragenesis, and to compare with the metallogeny of the Orogenic deposits, linking a study case to the exploration for orogenic gold deposits and as useful in the assessment of deposit models construction in the Carajás Province.

6.3. Geological Setting

6.3.1. Regional Geology

The Lagoa Seca deposit is located in the Carajás Mineral Province - CMP eastern Amazonian craton (Tassinari & Macambira 2004; Dall'Agnol *et al.*, 2006), one of the most important mineral provinces in the world, with production and potential for Fe, Mn, Cu, Au, Ni, U, Ag and PGE's (Pd, Pt e Os) metallogenic exploration (Dardenne & Schobbenhaus 2001, Tassinari & Macambira 2004). The CMP comprises mostly Archean rocks intruded by Paleoproterozoic anorogenic granites (Dall'Agnol *et al.*, 2006). The Carajás province is divided into Rio Maria Domain (Mesoarchean) at south, with predominance of granite-*greenstone* terrains (ages ranging of 2.85-3.04 Ga), and Carajás Domain (Neoproterozoic) to the north, characterized by metavolcano-sedimentary and granitoid sequences generated mainly between 2.76-2.55 Ga. (Figure 36a). The Rio Maria domain consists of *greenstone belts* and Archean granitoids partially covered by sediments of the Rio Fresco group (Vasquez *et al.*, 2008).

Andorinhas *greenstone belt* (AGB) is composed mostly of ultramafic and mafic metavolcanic rocks intercalated with iron formations and intermediate to felsic rocks at the base (Babaçu Group) and chemical and clastic metasedimentary rocks at the top (Lagoa Seca Group)

(Souza *et al.*, 2001), and by Archean granitoids have ages at four groups, according several authors (Almeida *et al.*, 2011; Almeida *et al.*, 2013; Dall’Agnol *et al.*, 2006; Leite *et al.*, 2004; Souza *et al.*, 2001 and Althoff *et al.*, 2000): (1) an older TTG series composed by Arco Verde tonalite complex (2.98–2.92 Ga); (2) the sanukitoid suite represented of Rio Maria granodiorite (~2.87 Ga; Oliveira *et al.*, 2009) associated mafic and intermediate rocks forming enclaves or, locally, small bodies—these rocks intrude into the *greenstone belts* and the older TTG series (Leite *et al.*, 2004); (3) a younger TTG series (~2.87–2.86 Ga) is represented by the Mogno trondhjemite; and (4) potassic leucogranites of calci-alkaline affinity (~2.87–2.86 Ga) represented by the Xinguara granite pluton. Paleoproterozoic anorogenic alkaline to subalkaline A-type granitoid stocks and batholiths cut the *greenstone belt* rocks, dikes, and sills (Dall’Agnol *et al.*, 2006) (Figure 36b).

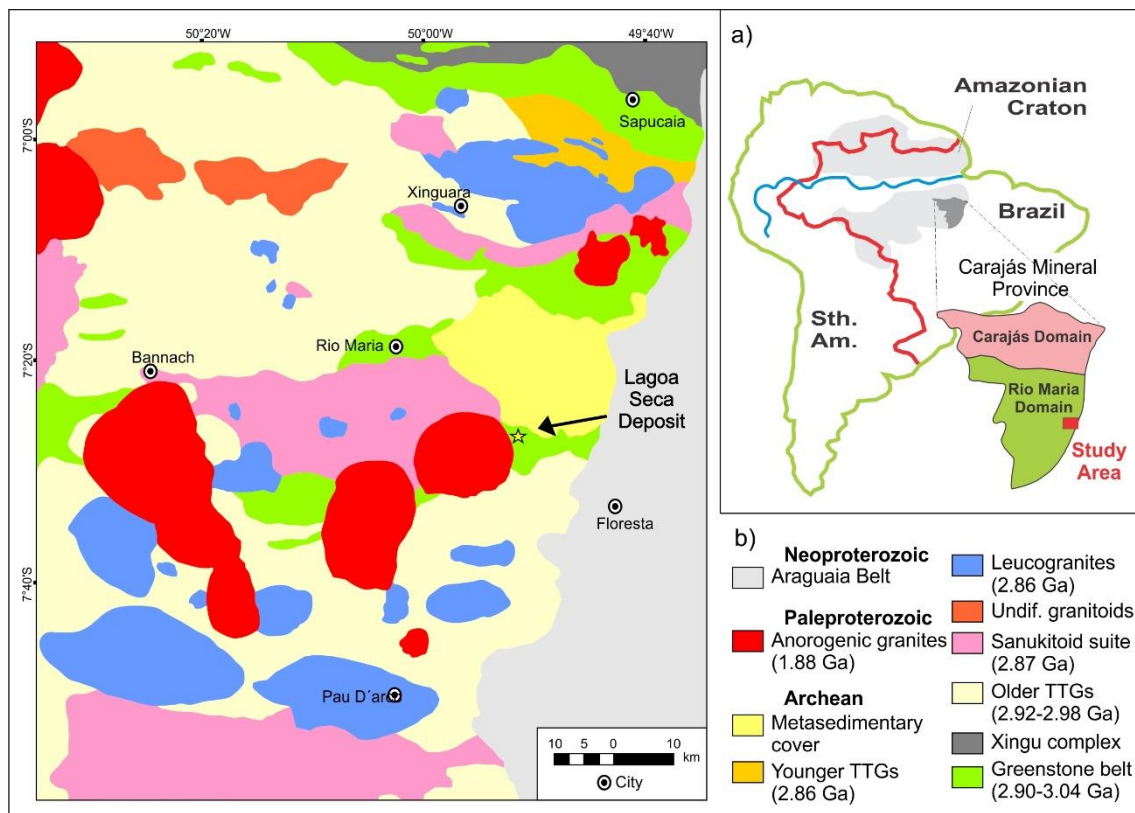


Figura 36 - a) Simplified map of the Amazonian Craton according to Tassinari & Macambira (2004), showing the Carajás mineral province and the study area location highlighted. b) Geological map of the Rio Maria domain and location of the Lagoa Seca deposit in Amazonian Craton (modified of Almeida *et al.*, 2013).

6.3.2. Local Geology

The rocks of the study area (Figure 37) are dominated by the Lagoa Seca Group, that according to DOCEGEO (1988) gathers a sequence of metasedimentary rocks (metagreywacke, metasiltstone and metasandstone), intercalated with felsic metavolcanics rocks (metandesites, metadacites and metariodacites), mafic metavolcanics rocks (metabasalts, tremolite-actinolite-hornblende schist) and metaultramafics rocks (talc-chlorite-schist).

The set presents general NE-SW direction, ranging from 45° NW to sub-verticals dips. Lagoa Seca open pit is related to the presence of an important sinistral shear zone with a large halo of hydrothermal alteration developed on a mylonitic foliation, also responsible for the presence of a spaced cleavage and the total absence of mineralized quartz veins. The observed deformation is predominantly ductile-brittle, Archean-age and characterized by an NNE-SSW shortening and WNW-ESE extension resulting in the formation of subvertical strike-slip faults with sinistral movements and small reverse component (Miller & Mol, 2010). In this shear zones, superimposed hydrothermal alteration are developing, associated with sulphide-gold (Costa e Silva *et al.*, 2012).

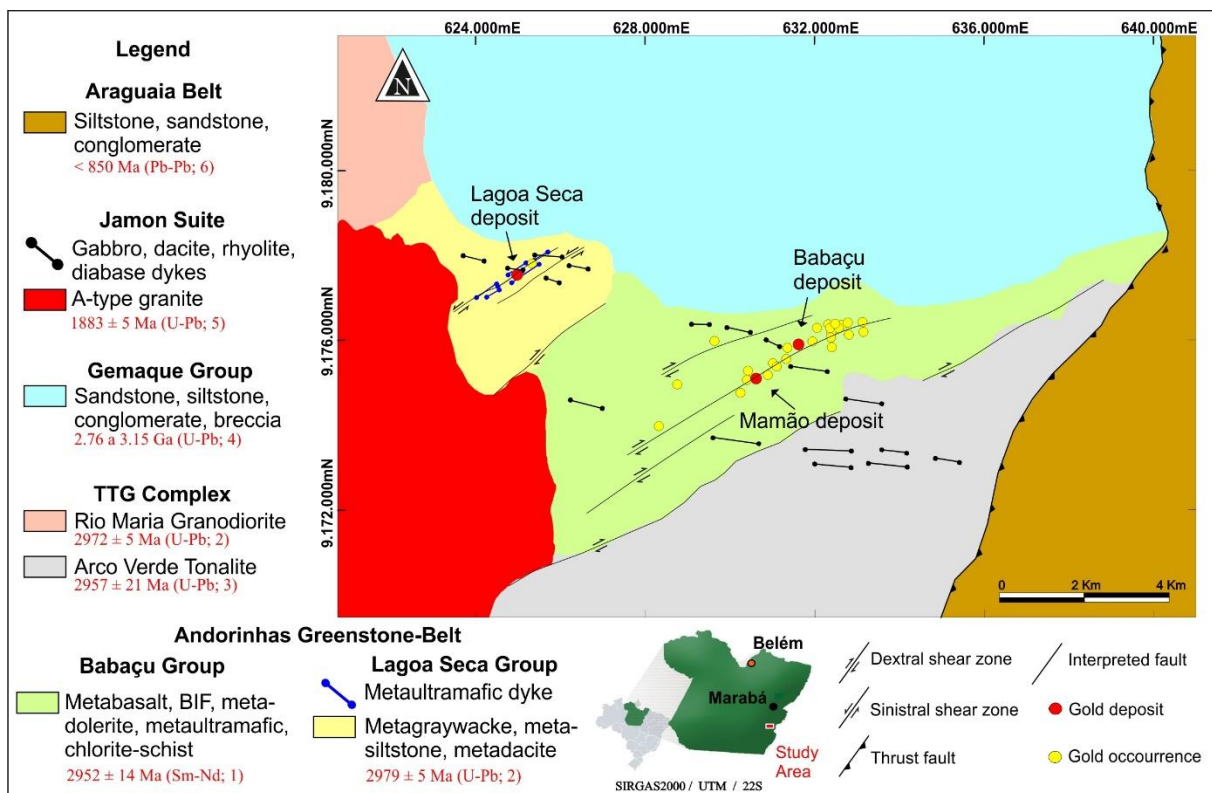


Figura 37 - Geological map of the Andorinhas greenstone belt and Lagoa Seca deposit (Troy Resources Ltd). Geochronological reference ages: 1- This work; 2- Pimentel & Machado (1994); 3- Macambira & Lancelot (1996); 4- Macambira (1992); 5- Machado *et al.* (1991); 6- Vasques *et al.* (2008).

Schematic diagram proposed by Poulsen *et al.* (2000), illustrating the types of orogenic deposits according to the host-rock environment (Figure 38): (1) *greenstone*-hosted deposits (e.g. Mamão and Babaçu deposits), (2) turbidite-hosted deposits (e.g. Lagoa Seca deposit), and (3) deposits related to BIFs (e.g. Marcinho deposit). All these cases are encountered at Andorinhas *greenstone belt* (Costa e Silva *et al.* 2012).

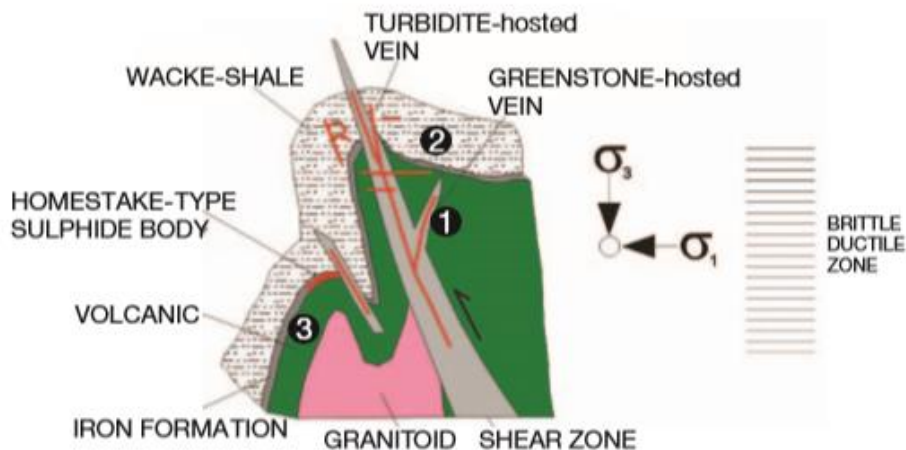


Figura 38 - Schematic cross section showing the key geologic elements of the Lagoa Seca and other deposits of the Andorinhas *greenstone belt*. (1) *greenstone*-hosted deposits (e.g. Mamão and Babaçu deposits), (2) *greenstone/turbidite*-hosted deposits (e.g. Lagoa Seca deposit), and (3) deposits related to BIFs (e.g. Marcinho deposit). Modified from Poulsen *et al.* (2000).

6.3.3. Gold Mineralisation

The Lagoa Seca mineralisation is characterized by filling a sinistral shear zone approximately 600 m long by 50 m wide (Figure 39a), where a package of metasedimentary and acid metavolcanic rocks are intruded by metaultramafic rocks, moderately mylonitized and heavily altered by fluids which partly obliterate the original structures and, in some cases, replace the original mineralogy by a new hydrothermal paragenesis. The shear zones are subvertical and sub-parallel to the general foliation of the host rock. The main trend of the Lagoa Seca deposit shows an N60E strike and is composed of at least three tabular, parallel and subvertical mineralized bodies of high gold grade, with thicknesses varying from 1 to 6 m and length of the order of 200 m.

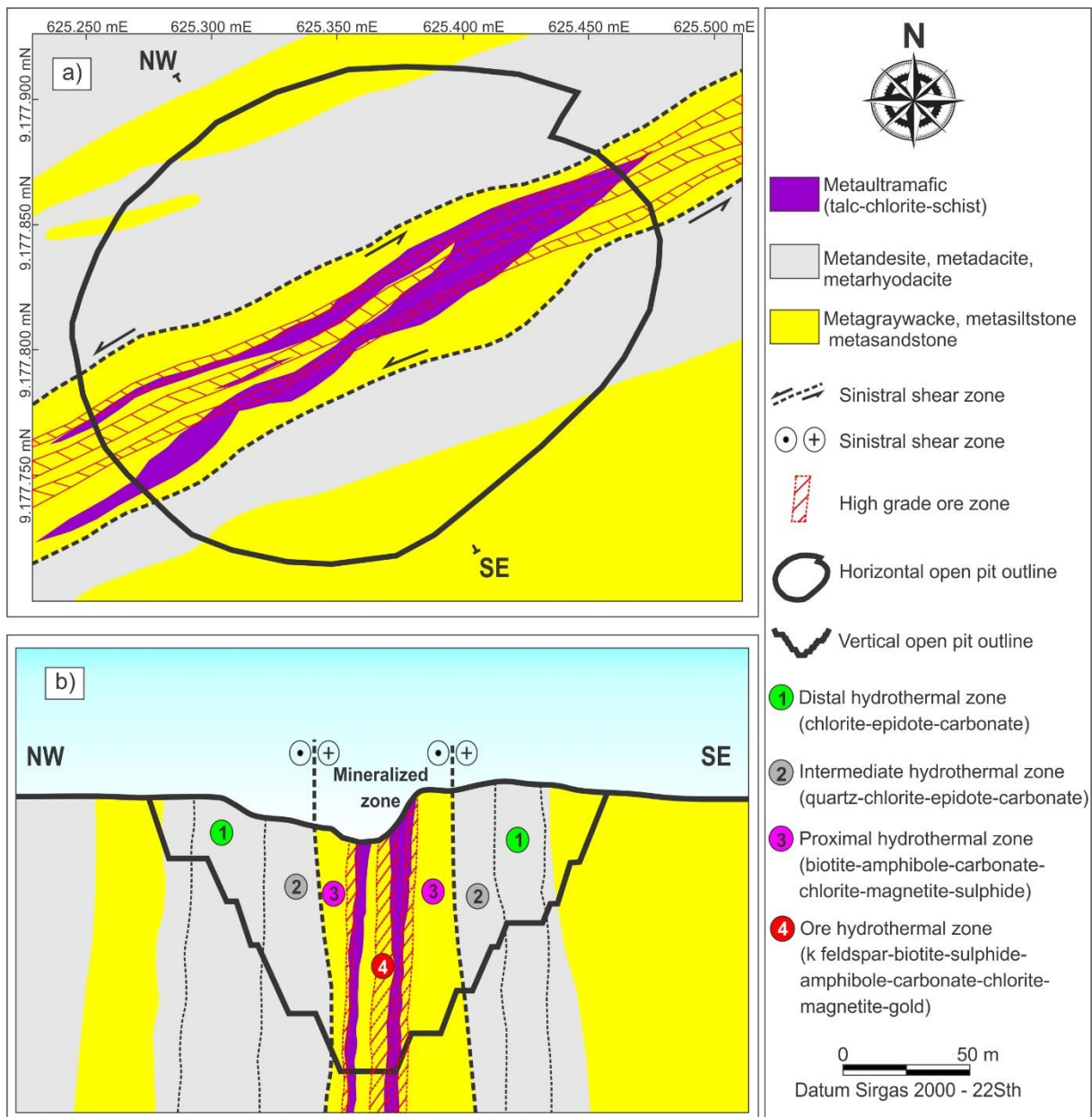


Figure 39 – a) Geological map and the open pit outline to the Lagoa Seca deposit. b) Schematic cross section of the Lagoa Seca deposit.

6.3.4. Hydrothermal Alteration Zones

The hydrothermal alteration halo of the Lagoa Seca deposit is directly associated to the internal zonation of the Lagoa Seca shear zone (Figure 39b and Figure 40). In general, the hydrothermal alteration shows a distal halo composed of chlorite-epidote-carbonate, filling the outer edge of the shear zone forming a pervasive alteration. An intermediate zone might be defined by the presence of the previous propylitic alteration plus a moderate silicification, generally associated to the presence of quartz venulations (Figure 40).

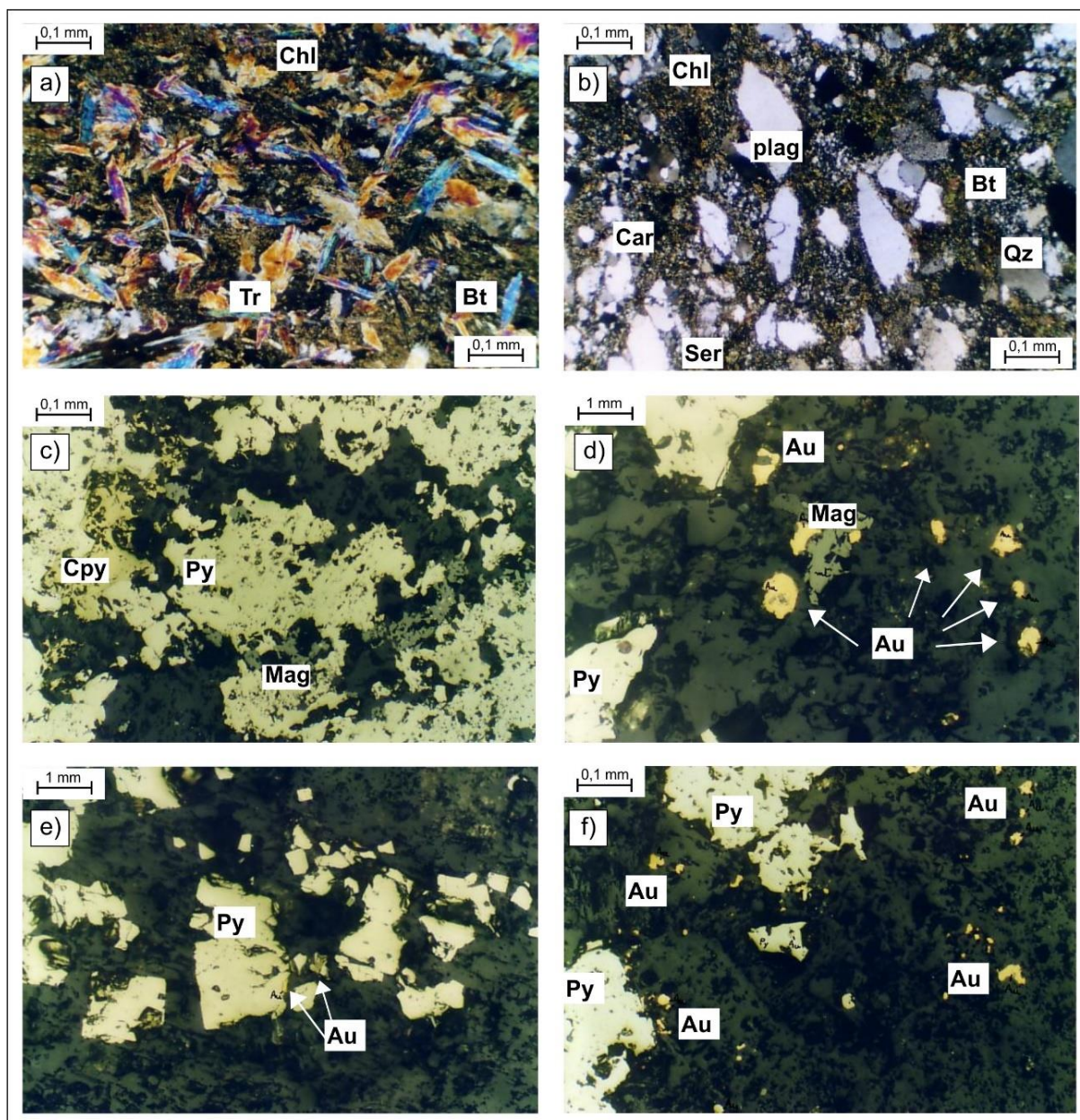


Figura 41 – Fotomicrografos da assembleia da alteração hidrotermal no depósito Lagoa Seca. a) Metaultramáfico da zona proximal com cristais de tremolite em uma matriz composta de clorite-biotite-sericite (amostra 096). b) Metagreywacke da zona proximal marcada por cristais anedrais de plagioclase-quartz em uma matriz de carbonato-clorite-sericite-biotite (amostra 101). c) Zona proximal composta de pirite-chalcopyrite-magnetite (amostra 102). d) Zona proximal composta de pirite-magnetite-ouro (amostra 097). e) Zona de ouro com grãos de ouro como inclusões em pirite subeuhedral (amostra 017). f) Zona de ouro, grãos de ouro de formas variadas dentro dos minerais gangue (amostra 095).

6.4. Analytical Methods

The geological samples were obtained from diamond drill holes that cut mineralized levels Lagoa Seca deposit. Petrographic studies were performed on thin/polished sections using the Olympus Microscope Model BX60FS (Olympus Optical Co. Ltd.) from the Microscopy

Laboratory of the University of Brasília. The mineral chemistry analyzes were carried out at the EPMA - Electron probe micro-analyzer (model Jeol JXA 8230) from the Institute of Geosciences of the University of Brasília. The analysis conditions were 15 kV of accelerating voltage and 10 nA of beam current for silicates and 20 kV and 20 nA for sulfides, both with 1 μm of diameter of the electron beam.

The whole rock geochemical analyses were analyzed at the ALS Geochemistry Laboratory, Canadá, following standard laboratory procedures. 60 elements were determined by ICP-MS and ICP-AES. Chondrite and primitive mantle compositions, used for normalizations, and the N-MORB composition are those of Sun and McDonough (1989).

Powders produced from calcite minerals were analyzed for C and O isotopes using a Delta V plus gas source mass spectrometer at the Geochronology Laboratory of the Universidade de Brasilia (UnB).

Whole rock Sm-Nd isotopic analyses were analyzed at the Geochronology Laboratory of the Universidade de Brasilia (UnB). Whole-rock powders (ca. 100 mg of sample powder) were spiked with a combined ^{150}Nd - ^{149}Sm tracer. The chemical extraction of Sm and Nd follows the conventional chromatographic procedure described by Gioia and Pimentel (2000). All samples were analyzed using a TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry) Finnigan MAT 262 multi-coletor. Nd ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. The values of the TDM ages were calculated according to the De Paolo (1981) and the age calculation was performed using an internally generated macro via the Excel® worksheet, based on the routines available in the ISOPLOT-R software (Vermeesch, 2018).

6.5. Results

6.5.1. Whole Rock Geochemistry

The whole rock geochemistry was analyzed using hydrothermal alteration and gold-bearing ore rocks of the Lagoa Seca deposit (Table 13), in order to facilitate the definition of the host rock protoliths and to infer the tectonic setting in which the rocks have formed. All samples are characterized by relatively high percentages (~1 to 9%, average 3.15%) of loss on ignition (LOI). Correlation between SiO_2 and major elements is highly variable. In general lines, Al_2O_5 and Na_2O increase with silica content, but Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO and LOI seem to decrease, while K_2O , P_2O_5 and TiO_2 remains not conclusive. Metadacite shows higher

content of Al₂O₃ (15.32% wt) and Na₂O (6.79% wt) and the lowest content of MgO (0.59% wt) and K₂O (1.60% wt). Metaultramafic presents poor SiO₂ and Na₂O (47.32%wt and 0.50%wt, respectively) while Fe₂O₅, MgO, CaO and LOI are high (14.57%wt, 17.90%wt, 5.71%wt and 4.52%wt, respectively). The contents of the major elements for metasedimentary (metagreywacke and metasiltstone) are always intermediate between those reported to the metadacites and metaultramafics (Table 13). The Figure 42 show the variance between SiO₂ and the major elements for the all rocks of the Lagoa Seca deposit.

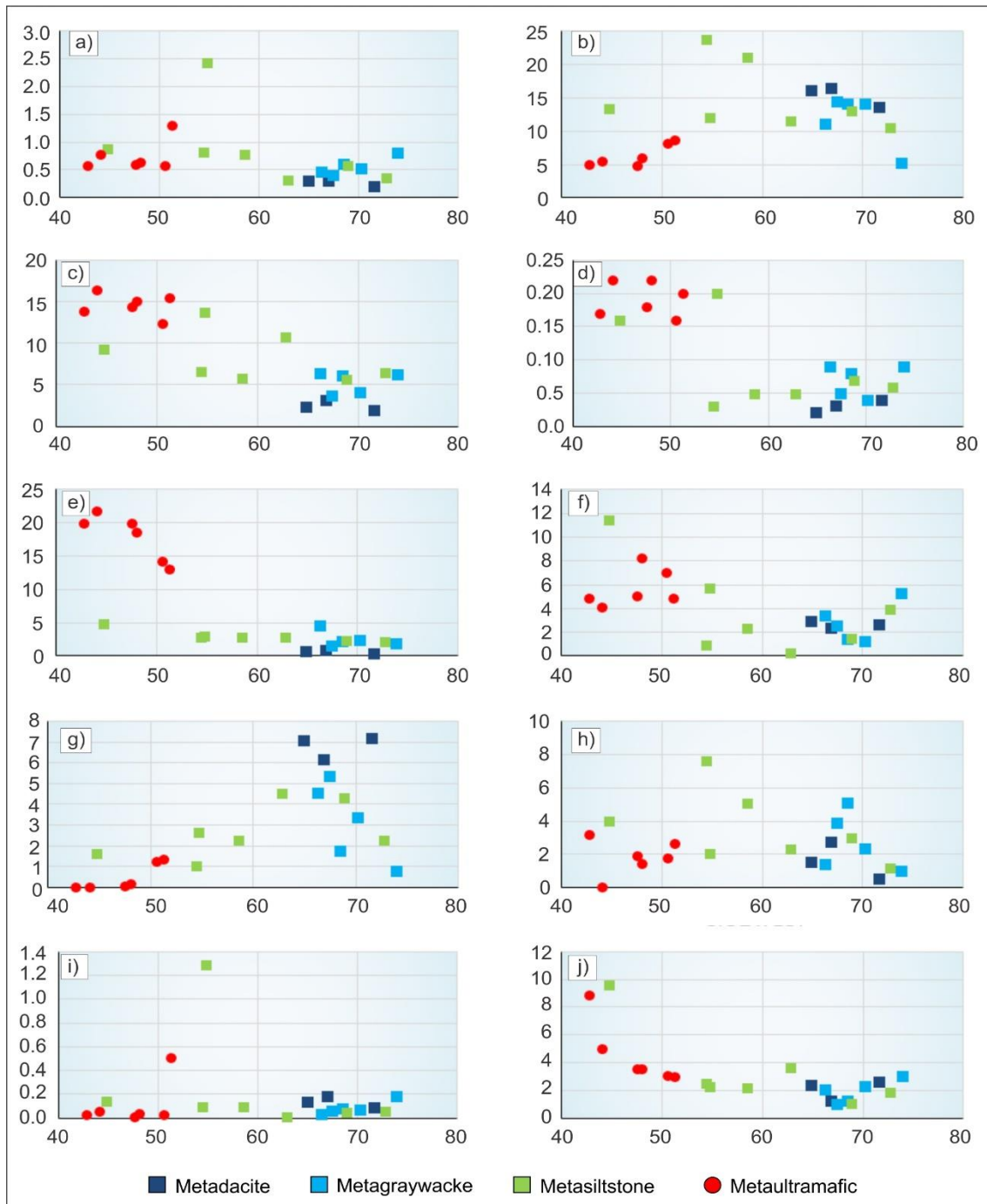


Figura 42 – Binary diagrams (major element %) for host rocks of the Lagoa Seca deposit. a) SiO₂ x TiO₂. b) SiO₂ x Al₂O₃. c) SiO₂ x Fe₂O₃. d) SiO₂ x MnO. e) SiO₂ x MgO. f) SiO₂ x CaO. g) SiO₂ x Na₂O. h) SiO₂ x K₂O. i) SiO₂ x P₂O₅. j) SiO₂ x LOI.

The tectonic discriminant diagrams for host rocks, all groups of samples returned a very similar results, a despite of acid metavolcanic (metadacite), metasedimentary (metagreywacke and metasilstone) and metaultramafic rocks showing a considerable difference in their geochemical assays. Y vs. Zr diagram (Ross & Bédard 2009) shows a typical calci-alkaline affinity (Figure 43a), Zr vs Nb/Zr diagram (Thieblemont & Tegyey 1994) classify the host rocks as being derived from subduction processes (Figure 43b), Zr vs Zr/Y diagram (Pearce 1983) include all host rocks as representatives of ancient continental arcs (Figure 43c) and Zr/Y vs Nb/Y diagram (Condie 2005) shows that these rocks were not formed in mantellic plume environments (Figure 43d).

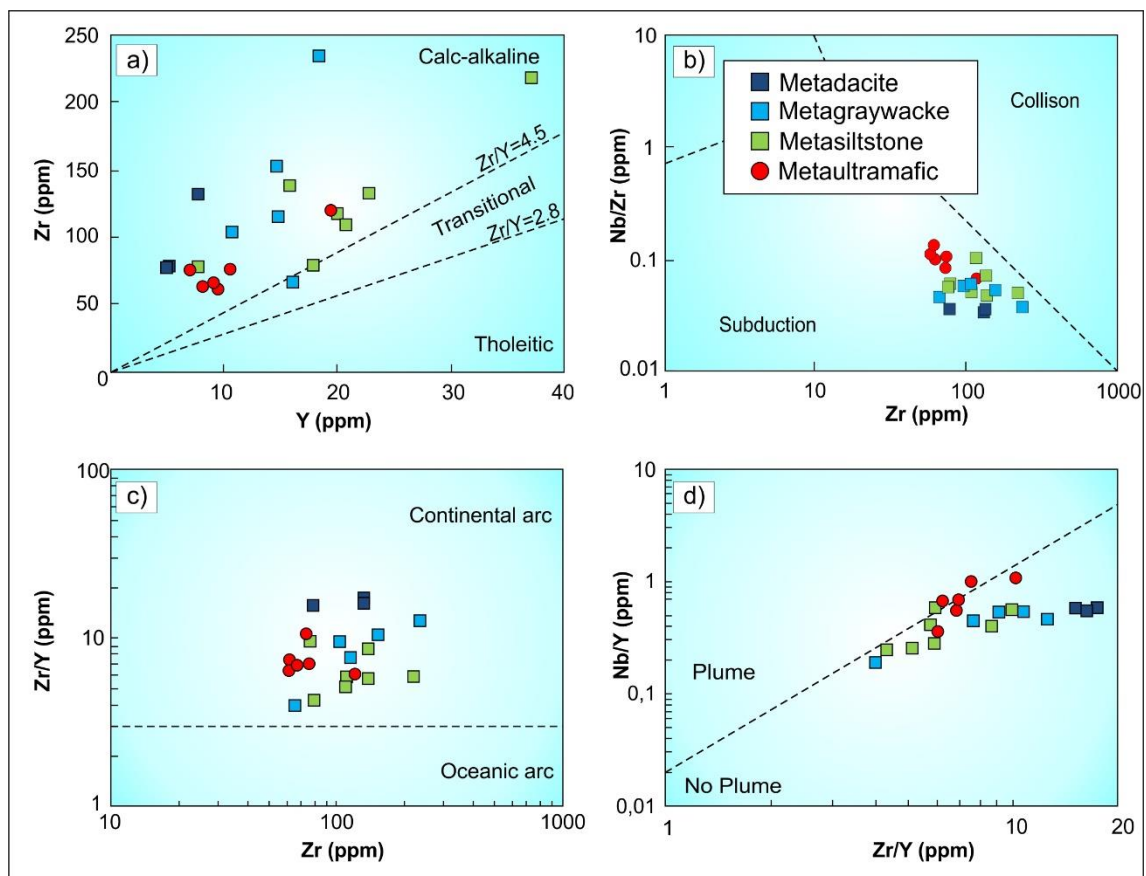


Figure 43 – Discriminant diagrams for rocks of the Lagoa Seca deposit. A) Y vs. Zr (Ross & Bédard 2009). B) Zr vs Nb/Zr diagram (Thieblemont & Tegyey 1994). C) Zr vs Zr/Y (Pearce 1983). D) Zr/Y vs Nb/Y (Condie 2005).

The REE patterns of hydrothermalized rocks of the Lagoa Seca deposit might be visualized at Figure 44. All data of chondrite-normalized were obtained according to Sun and McDonough (1989). The metadacite (Figure 44a) show high fractionation with $La/Lu(cn) = 29.84$, a weak negative europium anomaly $Eu/Eu^*(cn)=0.98$. Metasedimentary rocks (Figure 44b and 44c) present moderate fractionation with $La/Lu(cn)=10.30$ and a negative europium

anomaly $\text{Eu}/\text{Eu}^*(\text{cn})=0.77$. Metaultramafic host rock (Figure 44d) returned similar results, with $\text{La}/\text{Lu}(\text{cn})=10.31$ and a negative europium anomaly $\text{Eu}/\text{Eu}^*(\text{cn})=0.89$. The La/Sm ratio is quite consistent around all rock package, showing $\text{La}/\text{Sm}(\text{cn})=2.54-5.88$, indicating they present enriched LREE and depleted HREE patterns. Observing the REE evolution along hydrothermal alteration halo europium anomaly show a very recurrent behavior throughout all the alteration zones, with values of $\text{Eu}/\text{Eu}^*(\text{cn})=0.79-0.89$. However, $\text{La}/\text{Lu}(\text{cn})$ values of 20.75, 11.29, 11.62 and 8.90 (for distal, intermediate, proximal and ore zones, respectively) confirm a strong fractionation of LREE and HREE towards the center of the hydrothermal conduit. The ratio $\text{La}/\text{Sm}(\text{cn})$ of 4.62, 4.19, 4.03 and 3.51 (for distal, intermediate, proximal and ore zones, respectively), seems to confirm the above conclusion. This fact may be ascribed to interaction with the hydrothermal fluid canalized along mylonitic foliation at Lagoa Seca shear zone, and has probably resulted as effort of hydrothermal alteration.

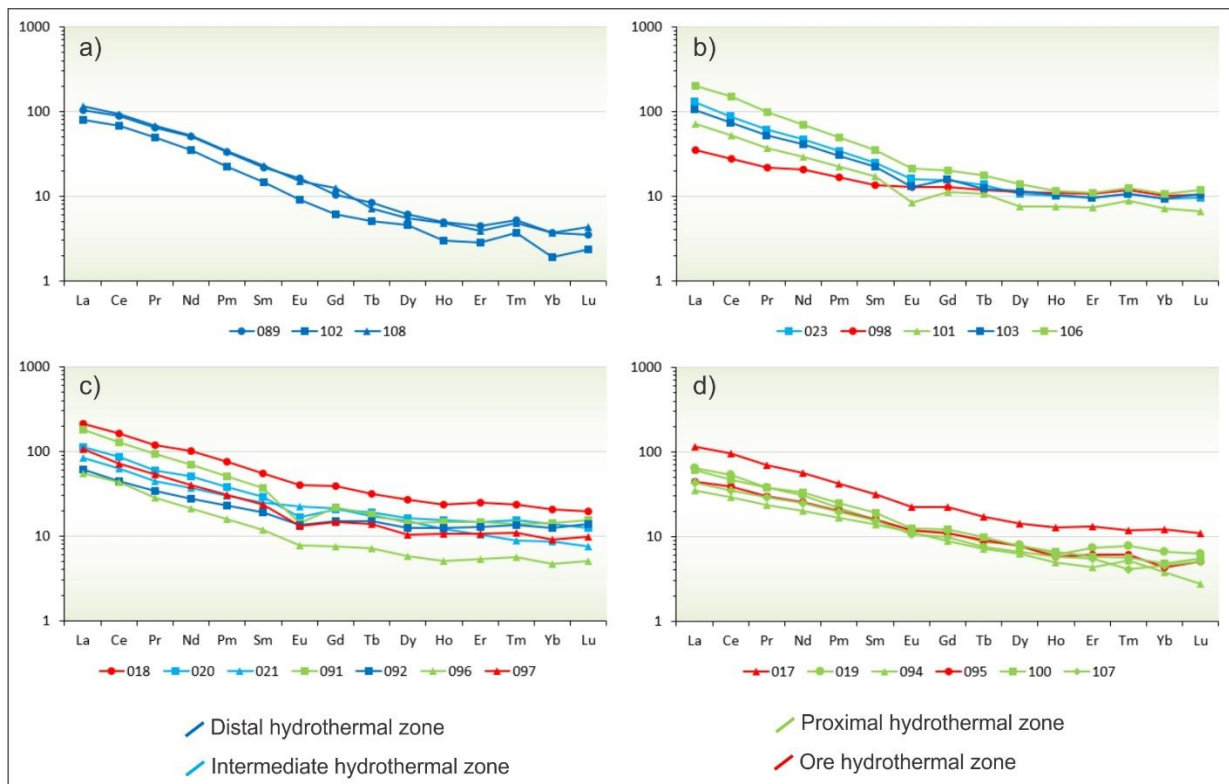


Figura 44 – Chondrite-normalized REE diagrams for hosted rocks of the Lagoa Seca deposit (REE normalization standards from Sun and McDonough, 1989). a) Metadacite of the distal zone. b) Metagreywacke of the all hydrothermal zones. c) Metasiltstone of the all hydrothermal zones. d) Metaultramafic of the proximal and ore hydrothermal zones.

Sample Rock Hyd. Zone	089 mdac distal	102 mdac distal	108 mdac distal	103 mgra distal	023 mgra intern.	106 mgra prox.	101 mgra prox.	098 mgra ore	092 msil distal	020 msil intern.	021 msil intern.	091 msil prox.	096 msil prox.	018 msil ore	097 msil ore	094 mult prox.	100 mult prox.	107 mult prox.	019 mult prox.	017 mult ore	095 mult ore
SiO2	64.90	71.60	66.90	67.40	70.20	68.50	66.30	73.90	44.70	58.50	72.70	54.40	62.80	54.70	68.80	44.00	47.50	42.70	50.50	51.20	48.00
TiO2	0.30	0.19	0.30	0.39	0.51	0.59	0.46	0.80	0.88	0.77	0.36	0.81	0.32	2.43	0.58	0.78	0.60	0.58	0.57	1.31	0.64
Al2O3	16.05	13.55	16.35	14.40	14.10	14.10	11.10	5.16	13.35	21.10	10.50	23.70	11.60	12.10	13.05	5.54	4.85	5.00	8.12	8.65	5.97
Fe2O3	2.38	1.92	3.11	3.62	4.01	6.10	6.32	6.15	9.24	5.86	6.51	6.62	10.80	13.70	5.64	16.35	14.35	13.90	12.35	15.45	15.00
MnO	0.02	0.04	0.03	0.05	0.04	0.08	0.09	0.09	0.16	0.05	0.06	0.03	0.05	0.20	0.07	0.22	0.18	0.17	0.16	0.20	0.22
MgO	0.69	0.30	0.78	1.45	2.32	2.15	4.55	1.85	4.87	2.89	2.09	2.90	2.76	2.97	2.40	21.70	19.90	19.85	14.30	13.00	18.65
CaO	2.89	2.61	2.39	2.55	1.21	1.42	3.34	5.21	11.45	2.31	3.97	0.90	0.29	5.76	1.49	4.17	5.07	4.86	7.04	4.88	8.26
Na2O	7.06	7.18	6.13	5.35	3.33	1.75	4.56	0.77	1.62	2.28	2.26	1.03	4.53	2.67	4.33	0.05	0.08	0.04	1.26	1.38	0.21
K2O	1.52	0.54	2.73	3.87	2.34	5.05	1.37	0.99	4.03	5.04	1.19	7.64	2.30	2.07	2.99	0.03	1.92	3.19	1.82	2.63	1.42
P2O5	0.13	0.09	0.18	0.06	0.07	0.08	0.03	0.18	0.14	0.10	0.06	0.10	0.01	1.29	0.05	0.06	0.01	0.03	0.03	0.51	0.04
LOI	2.39	2.64	1.25	0.96	2.30	1.27	2.07	3.00	9.60	2.19	1.86	2.50	3.61	2.27	1.04	5.01	3.57	8.86	3.12	3.00	3.54
Total	98.73	100.70	100.42	100.27	100.55	101.23	100.30	98.15	100.18	101.25	101.64	100.87	99.17	100.35	100.53	98.03	98.14	99.37	99.39	102.00	102.00
C	0.47	0.54	0.07	0.48	0.06	0.03	0.25	0.91	2.40	0.04	0.07	0.02	0.03	0.21	0.24	0.08	0.01	1.52	0.06	0.29	0.18
S	0.10	0.91	0.64	0.76	0.04	0.16	1.14	0.40	0.40	0.05	0.20	0.01	4.75	0.11	0.53	0.19	0.40	0.26	0.11	0.82	0.92
Li	20.00	10.00	10.00	10.00	40.00	40.00	10.00	31.10	20.00	162.50	28.40	60.00	20.00	47.40	20.00	1.40	10.00	20.00	40.00	20.00	40.00
Rb	37.60	14.90	55.10	58.90	90.30	141.00	39.80	1.30	126.50	4.76	0.45	182.00	76.90	0.73	88.80	0.52	110.50	175.00	68.80	103.00	69.30
Cs	1.09	0.25	0.64	6.76	3.16	11.90	3.95	10.00	3.06	70.00	20.00	7.39	12.65	20.00	11.25	10.00	17.55	28.70	9.67	15.15	11.00
Ba	2460.00	131.00	1730.00	914.00	737.00	896.00	375.00	250.00	708.00	908.00	148.00	1755.00	570.00	1295.00	507.00	4.40	75.00	155.50	231.00	656.00	63.40
Sr	1235.00	225.00	676.00	436.00	146.00	198.00	321.00	167.00	382.00	214.00	418.00	117.00	270.00	337.00	219.00	49.80	121.00	742.00	163.50	300.00	127.00
Ga	22.60	12.50	23.70	16.00	21.20	19.60	12.00	9.40	21.80	27.80	14.80	28.60	18.00	21.00	15.40	10.20	9.30	10.10	13.30	15.50	10.80
V	41.00	17.00	40.00	53.00	90.00	103.00	66.00	166.00	317.00	175.00	62.00	191.00	44.00	184.00	130.00	123.00	130.00	119.00	106.00	142.00	130.00
Sn	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00	3.00	2.00	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	1.00	2.00	1.00	1.00
W	264.00	9.00	649.00	3.00	9.00	7.00	7.00	9.00	28.00	10.00	22.00	50.00	27.00	4.00	6.00	5.00	1.00	1.00	4.00	13.00	2.00
Ta	0.20	0.20	0.20	0.70	0.70	1.00	0.50	0.30	0.30	1.00	0.60	1.10	0.30	0.80	0.60	0.60	0.40	0.60	0.50	0.50	0.50
Nb	4.50	2.80	4.40	6.70	7.90	8.70	5.60	3.00	4.50	9.50	5.40	11.90	4.20	10.50	6.50	7.40	6.20	7.90	5.90	7.50	6.20
Th	3.19	1.86	3.37	10.25	11.05	18.55	6.36	0.96	3.73	12.85	8.05	17.65	4.33	4.99	8.88	2.58	2.35	2.02	4.10	3.67	2.40
U	1.29	0.87	1.44	2.45	3.34	6.96	1.73	0.22	1.34	3.72	2.18	4.55	1.47	1.17	2.39	0.74	0.88	0.72	1.40	1.00	0.74
Zr	133.00	78.00	132.00	115.00	153.00	235.00	102.00	66.00	78.00	133.00	108.00	118.00	76.00	218.00	139.00	74.00	60.00	61.00	74.00	119.00	63.00
Hf	3.90	2.40	3.80	3.40	4.30	6.20	3.20	1.80	2.30	3.90	2.70	3.80	2.20	5.80	3.80	1.90	1.70	1.70	2.00	3.10	1.70
Y	7.70	5.00	7.90	14.80	14.70	18.50	10.70	16.30	18.10	23.00	20.60	20.00	7.70	37.00	15.90	7.10	9.40	8.00	10.70	19.60	9.00
Sc	2.00	2.00	2.00	9.00	12.00	13.00	10.00	17.00	31.00	22.00	7.00	26.00	5.00	29.00	14.00	14.00	15.00	12.00	13.00	19.00	14.00
La	24.80	18.80	27.10	24.80	30.50	48.30	17.00	8.30	14.30	26.80	20.00	42.70	13.00	50.30	25.50	8.30	14.50	10.30	15.30	27.70	10.60
Ce	53.70	42.00	57.10	44.80	52.80	92.90	31.50	16.70	27.20	52.40	38.60	77.80	26.20	98.70	44.20	17.90	28.60	21.70	33.00	58.10	23.60
Pr	6.04	4.64	6.44	4.93	5.76	9.35	3.49	2.06	3.24	5.72	4.25	8.75	2.70	11.35	5.06	2.25	3.62	2.77	3.57	6.67	2.82
Nd	23.90	16.40	24.20	19.00	21.80	32.60	13.70	9.70	13.00	23.40	17.10	32.90	9.90	47.60	18.70	9.30	15.50	11.50	14.20	26.50	11.90
Sm	3.37	2.21	3.52	3.39	3.75	5.30	2.62	2.08	2.90	4.47	3.75	5.65	1.79	8.42	3.62	2.11	2.89	2.37	2.44	4.79	2.43
Eu	0.95	0.52	0.88	0.75	0.92	1.22	0.49	0.75	0.79	0.98	1.31	0.83	0.45	2.30	0.77	0.65	0.72	0.62	0.68	1.29	0.69
Gd	2.14	1.27	2.53	3.23	3.19	4.18	2.29	2.63	3.09	4.26	4.38	4.46	1.56	7.94	2.97	1.80	2.49	2.02	2.29	4.54	2.22
Tb	0.31	0.19	0.27	0.46	0.51	0.66	0.40	0.44	0.56	0.71	0.64	0.68	0.27	1.17	0.52	0.27	0.37	0.28	0.32	0.64	0.34
Dy	1.56	1.15	1.39	2.92	2.70	3.49	1.93	2.85	3.19	4.10	3.84	3.64	1.46	6.89	2.64	1.58	1.98	1.67	2.04	3.57	1.95
Ho	0.28	0.17	0.27	0.58	0.57	0.66	0.43	0.62	0.71	0.88	0.69	0.82	0.29	1.35	0.60	0.28	0.37	0.33	0.35	0.73	0.33
Er	0.73	0.47	0.65	1.57	1.57	1.79	1.20	1.77	2.13	2.42	1.72	2.41	0.88	4.14	1.76	0.71	0.96	0.90	1.21	2.15	1.00
Tm	0.13	0.09	0.12	0.26	0.26	0.31	0.22	0.29	0.33	0.38	0.22	0.34	0.14	0.58	0.27	0.13	0.14	0.10	0.19	0.29	0.15
Yb	0.62	0.32	0.63	1.57	1.60	1.79	1.22	1.71	2.10	2.35	1.45	2.39	0.79	3.53	1.56	0.64	0.81	0.78	1.12	2.05	0.74
Lu	0.09	0.06	0.11	0.27	0.24	0.30	0.17	0.26	0.35	0.32	0.19	0.39	0.13	0.50	0.25	0.07	0.14	0.13	0.16	0.28	0.13
Ni	4.00	8.00	13.00	49.00	72.00	87.00	353.00	15.00	71.00	118.00	57.00	115.00	105.00	49.00	67.00	2150.00	1830.00	1770.00	1130.00	989.00	1620.00

Cr	20.00	20.00	40.00	80.00	130.00	180.00	200.00	20.00	150.00	210.00	100.00	200.00	120.00	20.00	130.00	880.00	720.00	680.00	480.00	370.00	620.00
Co	5.00	6.00	5.00	17.00	10.00	26.00	36.00	18.00	28.00	25.00	11.00	23.00	14.00	29.00	22.00	134.00	116.00	117.00	77.00	71.00	107.00
Cu	7.00	7.00	10.00	14.00	12.00	125.00	59.00	48.00	24.00	13.00	22.00	21.00	116.00	14.00	85.00	232.00	63.00	167.00	116.00	57.00	120.00
Cd	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Zn	70.00	45.00	20.00	34.00	52.00	133.00	117.00	83.00	80.00	59.00	51.00	29.00	55.00	79.00	63.00	117.00	143.00	139.00	111.00	114.00	143.00
Pb	6.00	6.00	7.00	9.00	7.00	22.00	87.00	6.00	6.00	13.00	12.00	12.00	24.00	11.00	12.00	9.00	2.00	6.00	7.00	5.00	3.00
Mo	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	6.00	9.00	3.00	1.00	3.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Ag	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.60	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	2.00	0.50	0.50	0.50	0.90	1.30	0.50	0.70	0.50
As	0.90	1.00	0.80	2.20	1.40	1.50	2.40	6.80	11.50	1.70	2.70	0.30	5.40	2.40	3.60	36.50	7.30	13.10	1.40	6.10	5.00
Sb	0.48	0.10	0.25	0.41	0.12	0.36	0.13	0.17	0.08	0.15	0.75	0.57	0.27	0.10	0.12	0.22	0.35	0.40	0.11	0.16	0.10
Bi	0.06	1.03	0.38	0.10	0.06	0.40	0.84	0.20	0.25	0.15	0.41	0.04	0.46	0.04	0.25	0.53	0.43	0.10	0.23	0.34	0.46
Se	0.20	0.30	0.20	0.30	0.30	0.60	0.50	0.40	0.80	0.20	0.20	0.40	0.70	0.20	0.40	0.20	0.40	0.50	0.20	0.40	0.20
Hg	0.35	0.01	0.72	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.05	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Tl	0.06	0.02	0.08	0.20	0.08	0.35	0.16	0.15	0.19	0.22	0.12	0.29	0.36	0.02	0.39	0.17	0.63	0.92	0.33	0.45	0.40
Te	0.01	0.18	0.18	0.19	0.03	0.07	0.80	0.16	0.22	0.05	0.01	0.01	1.40	0.07	0.24	0.30	1.51	0.11	0.18	0.48	0.70
Re	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Au	0.08	0.06	0.12	0.01	0.01	0.52	6.87	2.11	0.03	0.09	0.01	0.01	0.85	3.06	1.23	0.01	0.09	0.02	2.49	29.10	15.59
(La/Lu)_{cn}	29.53	33.58	26.40	9.84	13.62	17.25	10.72	3.42	4.38	8.98	11.28	11.73	10.72	10.78	10.93	12.71	11.10	8.49	10.25	10.60	8.74
(Eu/Eu*)_{cn}	1.01	0.87	0.86	0.68	0.79	0.77	0.60	0.98	0.80	0.68	0.99	0.49	0.80	0.85	0.70	0.99	0.80	0.84	0.87	0.83	0.89
(La/Sm)_{cn}	4.75	5.49	4.97	4.72	5.25	5.88	4.19	2.58	3.18	3.87	3.44	4.88	4.69	3.86	4.55	2.54	3.24	2.81	4.05	3.73	2.82

Tabela 13 - Major (wt.%) and trace-element (ppm) data for rocks of Lagoa Seca deposit. mgra – metagreywacke. msil – metasilstone. mdac – metadacite. mult – metalultramafic, distal – distal hydrothermal zone, interm. – intermediate hydrothermal zone, prox. – proximal hydrothermal zone, ore – ore hydrothermal zone.

6.5.2. Mineral Chemistry (EPMA)

6.5.2.1. Chlorite

Chlorite compositions from hydrothermal altered zones of the Lagoa Seca deposit were determined by EPMA. Chlorite analyses have been recalculated on an atomic basis of 28 oxygen-equivalents and iron was assumed to be Fe²⁺ (Newman, 1987). A summary of chlorite compositions is presented in Table 14 and all chlorite analyses can be found in Appendix 6. Hydrothermal chlorites of all hydrothermal zones (distal, intermediate, proximal and ore) were classified preferentially as brungsvite based on the compositional divisions outlines in Foster (1962) (Figure 45a) and classified as trioctahedral with Mg-rich composition within altered hydrothermal halo (Zane and Weiss, 1998) (Figure 45b). However, chlorites of proximal zone also show ripidolite-brungsvite types, accompanied by Fe-rich composition. In general outlines the hydrothermal chlorites in the outermost portion of the altered envelope are Si, Na, K richer than of inner zone, while Ti, Fe, Mn, Mg- chlorites rich are most developed in the core zone.

Alteration Type	Distal (carbonate)	Intermediate (silica)		Proximal (potassic)	Ore (sulphide-gold)
Sample (# analysis)	108 (3)	109 (2)	90 (5)	92 (7)	105 (2)
SiO₂	28.80	27.15	26.72	26.24	27.70
TiO₂	0.06	0.01	0.07	0.14	0.13
Al₂O₃	18.54	19.45	18.52	20.19	16.89
FeO	19.80	24.80	23.03	24.42	21.20
MnO	0.30	0.27	0.27	0.27	0.45
MgO	16.97	15.82	15.70	15.91	19.01
CaO	0.06	0.05	0.04	0.05	0.06
Na₂O	0.32	0.04	0.04	0.04	0.09
K₂O	0.17	0.10	0.09	0.02	0.09
F	0.22	0.18	0.09	0.08	0.15
Cl	0.03	0.00	0.02	0.01	0.02
Cr₂O₃	0.12	0.00	0.02	0.09	0.02
V₂O₃	0.01	0.01	0.02	0.03	0.06
NiO	0.07	0.05	0.04	0.03	0.04
H₂O	11.20	11.27	10.99	11.31	11.17
Total	96.67	99.19	95.67	98.81	97.12
Structural Formulas - based on 28 O-equivalents					
Si	6.065	5.708	5.789	5.529	5.873
Al (vi)	1.935	2.292	2.211	2.471	2.127
Al (iv)	2.677	2.526	2.516	2.545	2.099
Mg	5.319	4.947	5.070	4.995	6.011
Fe	3.485	4.371	4.173	4.304	3.762
Ca	0.014	0.012	0.010	0.011	0.014
Na	0.138	0.017	0.016	0.015	0.038
K	0.048	0.029	0.026	0.005	0.024
(Ca+Na+K)2	0.023	0.029	0.026	0.015	0.038
Fe/(Fe+Mg)	0.396	0.470	0.452	0.463	0.385

Tabela 14 - Representative EPMA analyses of chlorite from the Lagoa Seca deposit.

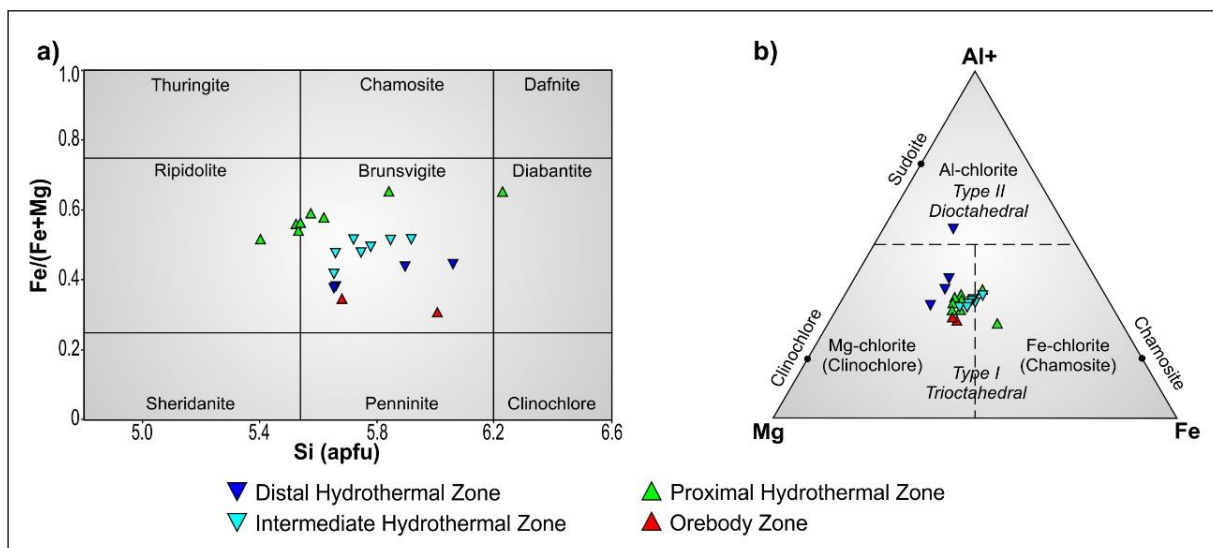


Figura 45 – Classification of chlorites from the Lagoa Seca deposit. a) in the diagrams of Foster (1962) and b) Zane & Weiss (1998).

The chlorite geothermometer was tested along zones of hydrothermal alteration and ore zone in order to determine the temperature that the hydrothermal chlorites reached when forming in the Lagoa Seca deposit. For this purpose, was used the methodologies describes at Kranidiotis & MacLean (1987) and Cathelineau (1988), comparing it. It is recommended that the use of this geothermometer only when confronted with another independent geothermometer and that only analyzes in which the sum $(K+Na+Ca)/2$ is less than 0.05 atoms per formula unit (afu) (Table 14), which shows absence of contamination by clay mineral or other mica, which may be interstratified in the chlorite structure (Vidal *et al.*, 2001). For this reason, samples 108-1 (distal zone) and 090-13 (intermediate zone) were taken out from the thermometry calculation. The data obtained by the chlorite geothermometer are shown in Table 14.

Alteration (<i>Type</i>)	Cathelineau (1988)		Kranidiotis & MacLean (1987)	
	T °C	(+/-)	T °C	(+/-)
Distal (<i>carbonate</i>)	347.07	10.45	316.15	8.37
Intermediate (<i>silica</i>)	353.72	9.37	323.45	7.83
Proximal (<i>potassic</i>)	348.64	24.96	322.26	16.75
Orebody (<i>sulphide-gold</i>)	275.99	5.60	269.05	3.92

Tabela 15 - Representative temperatures obtained by chlorite geothermometer from hosted rocks and orebody zone at the Lagoa Seca deposit.

6.5.2.2. Micas

EPMA mica analyses have been recalculated on an atomic basis of 11 anions and iron was assumed to be Fe²⁺. A summary of mica compositions is presented in Table 16 and all EPMA mica analyses can be found in Appendix 7. Micas of Lagoa Seca deposit are found preferentially in proximal and ore zones, as effect of potassic alteration. But in the distal and

intermediate zones is still found in minor content. Mica composition is phlogopite (Tischendorf *et al.* 2007) type found throughout the alteration profile, increasing from the border to the core of the path. (Figure 46).

Alteration Type	Distal (carbonate)			Intermediate (silica)	Proximal (potassic)		Orebody (sulphide-gold)	
Sample (# analysis)	089 (5)	103 (6)	104 (5)	090 (13)	096 (5)	101 (15)	017 (8)	095 (5)
SiO₂	31.92	37.22	39.24	38.02	38.13	36.72	37.80	36.72
TiO₂	0.66	0.69	1.07	1.89	0.93	0.40	1.45	1.33
Al₂O₃	15.82	15.97	13.45	14.93	13.37	17.22	14.16	16.04
FeO	18.51	16.52	15.10	17.32	16.03	18.85	18.20	19.24
MnO	0.23	0.33	0.12	0.11	0.07	0.15	0.22	0.16
MgO	18.19	13.48	15.86	9.77	15.78	12.86	13.89	11.27
CaO	0.05	0.04	0.44	0.25	0.06	0.04	0.06	0.07
Na₂O	0.04	0.07	0.09	0.34	0.07	0.06	0.07	0.07
K₂O	3.85	9.25	8.41	9.12	8.38	9.09	9.45	8.92
F	0.39	0.32	0.27	0.62	0.57	0.07	0.32	0.23
Cl	0.05	0.02	0.06	0.05	0.10	0.03	0.02	0.04
Cr₂O₃	0.13	0.02	0.01	0.04	0.10	0.02	0.02	0.33
V₂O₃	0.04	0.02	0.04	0.05	0.08	0.03	0.04	0.04
NiO	0.09	0.03	0.04	0.06	0.17	0.05	0.01	0.03
H₂O	3.57	3.76	3.84	3.53	3.63	3.93	3.80	3.78
Total	93.54	97.75	98.07	96.10	97.45	99.51	99.51	98.27
Structural Formulas - based on O₁₁ [O₁₀ + (OH, F, Cl)]								
Si	5.075	5.687	5.904	5.935	5.825	5.552	5.730	5.646
Al^{iv}	2.925	2.313	2.096	2.065	2.175	2.448	2.270	2.354
Al^{vi}	0.040	0.565	0.290	0.681	0.232	0.621	0.260	0.553
Ti	0.079	0.080	0.121	0.222	0.106	0.046	0.165	0.154
Cr	0.016	0.003	0.001	0.004	0.012	0.002	0.002	0.040
Fe	2.461	2.112	1.900	2.262	2.048	2.384	2.307	2.475
Mn	0.030	0.042	0.016	0.015	0.009	0.019	0.029	0.021
Mg	4.312	3.070	3.558	2.273	3.594	2.899	3.140	2.583
Ca	0.008	0.007	0.071	0.042	0.010	0.006	0.010	0.011
Na	0.013	0.019	0.026	0.104	0.021	0.017	0.021	0.022
K	0.780	1.803	1.614	1.816	1.634	1.752	1.827	1.750
OH*	3.789	3.838	3.855	3.680	3.702	3.961	3.843	3.878
F	0.198	0.156	0.128	0.307	0.273	0.031	0.152	0.113
Cl	0.013	0.006	0.017	0.013	0.025	0.008	0.005	0.010

Tabela 16 - Representative EPMA analyses of micas from the Lagoa Seca deposit.

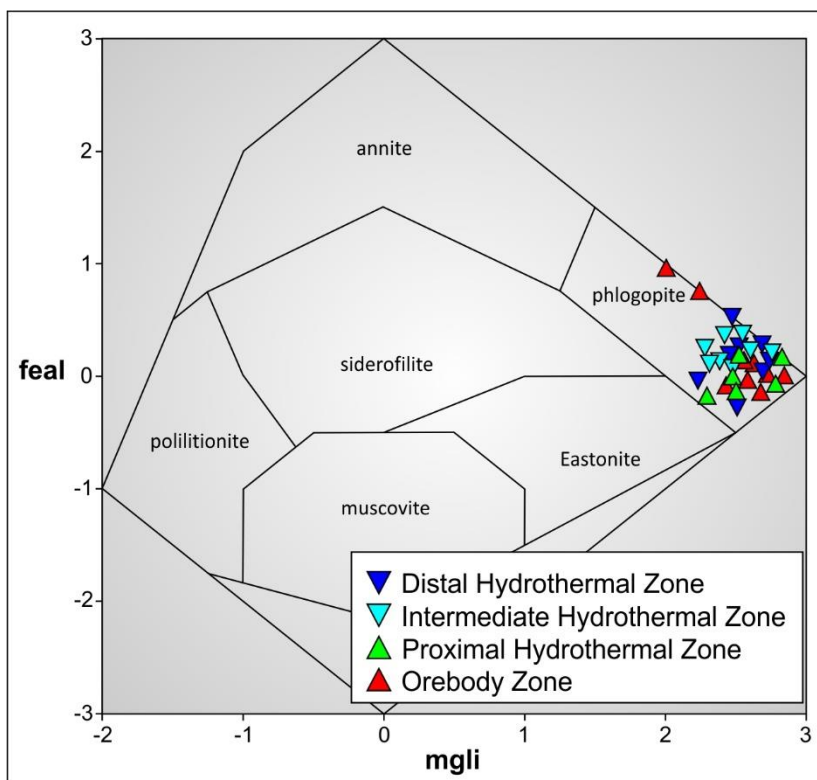


Figura 46 – Classification of micas from the Lagoa Seca deposit in the diagram of Tischendorf *et al.* (2007).

6.5.2.3. Amphiboles

Amphiboles of the Lagoa Seca deposit are found from the intermediate to ore zones of the hydrothermal alteration, being practically nonexistent in the distal zones. This fact leads us to believe that the hydrothermal alteration process produces the amphiboles. Amphiboles analyses have been recalculated on an atomic basis of 23 anions and iron was assumed to be Fe²⁺. A summary of amphibole compositions is presented in Table 17 and all EPMA amphibole analyses can be found in Appendix 8. Mineral chemistry of these amphiboles (of Leake *et al.* 1997) are calcic-rich and display compositions mostly varying from actinolite to tremolite and Mg-hornblende (Table 17 and Figure 47).

Alteration Type	Distal (carbonate)		Intermediate (silica)	Proximal (potassic)	Orebody (sulphide-gold)	
Sample (# analysis)	89 (8)	104 (5)	106 (6)	96 (6)	18 (6)	97 (6)
SiO ₂	54.31	53.37	54.46	53.84	55.53	50.55
TiO ₂	0.13	0.21	0.24	0.22	0.22	0.13
Al ₂ O ₃	3.13	4.12	3.77	3.62	1.43	4.32
FeO	12.03	11.20	10.18	11.12	10.85	13.68
MnO	0.24	0.40	0.25	0.30	0.44	0.45
MgO	16.62	15.45	16.61	16.86	18.82	13.96
CaO	12.37	11.27	12.41	12.37	7.80	12.16
Na ₂ O	0.25	0.37	0.34	0.33	0.07	0.49

K₂O	0.11	0.08	0.16	0.10	0.79	0.21
F	0.00	0.00	0.03	0.04	0.07	0.02
Cl	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.05
Cr₂O₃	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03	0.02
V₂O₃	0.03	0.03	0.07	0.02	0.01	0.06
NiO	0.07	0.03	0.06	0.09	0.14	0.04
H₂O	2.15	2.10	2.12	2.13	2.08	2.02
Total	101.48	98.70	100.78	101.09	98.28	98.16
Structural Formulas - based on O₂₃ [O₂₂ + (OH)]						
Si	7.57	7.61	7.63	7.52	7.88	7.43
Al^{iv}	0.43	0.39	0.37	0.48	0.13	0.57
Al^{vi}	0.09	0.30	0.26	0.12	0.11	0.18
Ti	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.52	0.48	0.20	0.51	0.45	0.35
Fe²⁺	0.88	0.85	1.00	0.80	0.84	1.33
Mn	0.03	0.05	0.03	0.04	0.05	0.06
Mg	3.45	3.28	3.46	3.51	3.98	3.06
Ca	1.85	1.72	1.86	1.85	1.18	1.92
Na	0.07	0.10	0.09	0.09	0.02	0.14
K	0.02	0.01	0.03	0.02	0.15	0.04
F	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01
Cl	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
OH*	1.99	1.99	1.98	1.98	1.97	1.98

Tabela 17 - Representative EPMA analyses of amphiboles from the Lagoa Seca deposit.

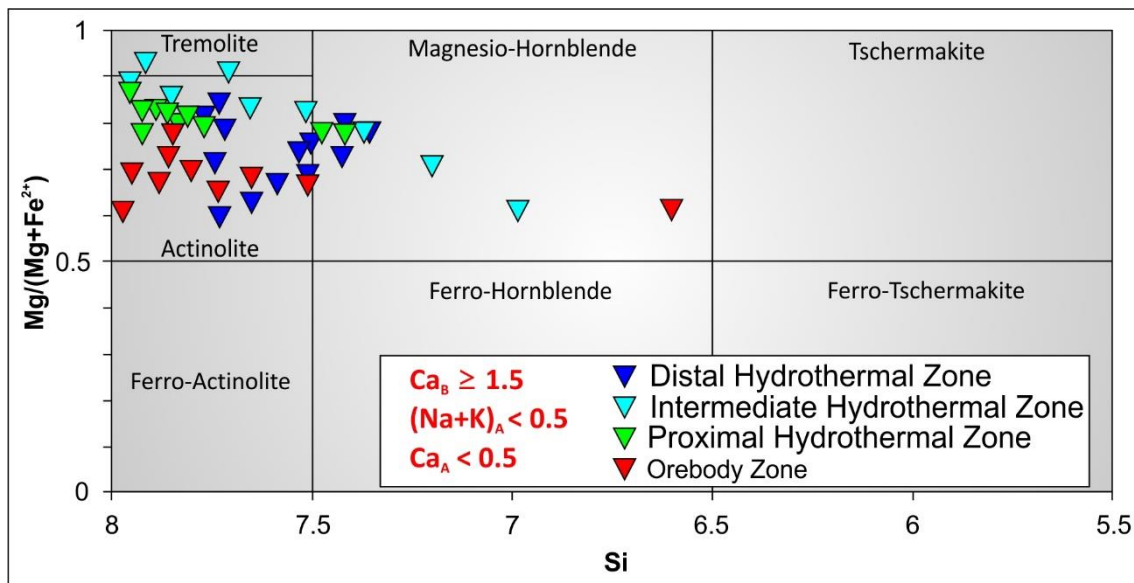


Figura 47 – Classification of amphiboles from the Lagoa Seca deposit in the diagram of Leake *et al.* (1997).

6.5.2.4. Sulfides

Sulfidation occurs in the Lagoa Seca deposit just between proximal zone and ore zone, strongly related to the presence of gold. The main sulfide is pyrite, accompanied by minor chalcopyrite, galena and pyrrhotite, as well as traces of millerite. The mineral chemistry of

sulfides found along the hydrothermal alteration zone can be seen in Table 18 and a summary of EPMA analyses can be found in Appendix 9. In general, on the pyrite was observed an increase in the metalliferous diversity toward the center of the hydrothermal zone, mainly As, Co and Cu, as well as trace amounts of Zn and Ni in the opposite direction, decreasing from the core to the edge. Metalliferous contents in the chalcopyrite and galena are basically constant.

Alteration Type	Proximal (potassic)				Orebody (sulphide-gold)		
	Py (30)	Cpy (6)	Gn (4)	Mil (2)	Py (47)	Cpy (1)	Gn (1)
Mineral (# analysis)							
As	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Zn	0.02	0.04	0.01	0.03	0.01	0.05	0.00
Ga	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Se	0.02	0.02	0.15	0.01	0.02	0.00	0.03
S	53.22	35.02	13.05	34.39	53.43	34.34	13.15
Pb	0.00	0.13	84.22	0.07	0.00	0.00	84.80
Bi	0.00	0.01	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00
Cd	0.02	0.02	0.11	0.00	0.01	0.00	0.07
Fe	45.70	30.43	1.82	1.41	45.90	30.46	2.74
Co	0.18	0.03	0.02	0.05	0.22	0.05	0.00
Cu	0.01	34.21	0.01	0.00	0.02	34.21	0.03
Mo	0.11	0.04	0.06	0.06	0.11	0.04	0.08
Ni	0.18	0.01	0.01	64.46	0.08	0.00	0.03
Ag	0.01	0.01	0.30	0.01	0.00	0.03	0.05
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	99.48	99.97	100.23	100.48	99.83	99.19	100.99

Tabela 18 - Representative EPMA analyses of sulfides from Lagoa Seca deposit.

6.5.2.5. Gold

Gold is present predominantly as inclusions in pyrite/chalcopyrite (Figure 41e) and as free grains in the gangue mass or (Figure 41d and 41f). The gold grains have dimensions of up to 2 mm, decreasing to a maximum of 0.1 mm when included in pyrite. Gold in the free form is found as ameboid or oval crystals and is more stretched when filling interstices. The mineral chemistry of gold is quite simplified. EPMA analyses can be seen in Table 19 and summarized in Appendix 10. It is possible to classify the mineral as electrum with a high gold content (average of 89.53% Au when in the ore zone and 86.32% Au in the proximal zone), associated with Ag and traces of other metals like Fe, Mo, Ni and Cu and absence of As and Pb (Table 19). Au/Ag ratios shows mean of 6.95 in the ore zone and 10.18 in the proximal zone, ever shown to be quite homogeneous in all analyzed points (Figure 48).

Alteration Type	Proximal (potassic)	Orebody (sulphide-gold)
Mineral (# analysis)	Au (5)	Au (6)
As	0.00	0.00
S	0.04	0.03
Fe	0.73	0.28
Pb	0.00	0.00
Bi	0.02	0.01
Se	0.03	0.00
Co	0.00	0.03
Ni	0.04	0.01
Mo	0.34	0.80
Zn	0.01	0.01
Ga	0.00	0.00
Cd	0.05	0.03
Cu	0.02	0.01
Au	86.32	89.53
Ag	12.46	8.79
Total	100.08	99.53
Au/Ag	6.95	10.18

Tabela 19 - Representative EPMA analyses of gold in the Lagoa Seca deposit.

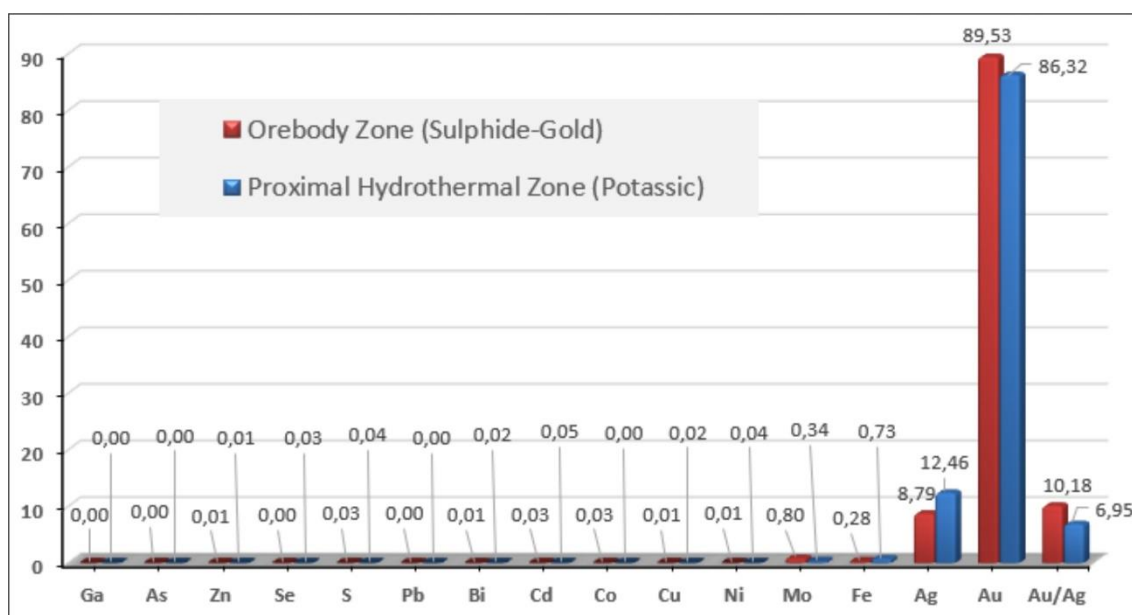


Figura 48 – Average composition of gold (wt %) in the Lagoa Seca deposit.

6.5.3. Isotopic geology

6.5.3.1. C-O Isotopes

The stable isotope data from calcite of the mineralized gold zone from the Lagoa Seca deposit yields a single negative $\delta^{13}\text{C}$ value of -6.36‰ PDB and $\delta^{18}\text{O}$ values of $+8.12\text{‰}$

SMOW. This range of values is consistent with the data obtained by Souza (1999), where $\delta^{13}\text{C}$ is reported from -3.60 to -2.00‰ PDB and $\delta^{18}\text{O}$ returns +7.20 to +10.00‰ SMOW.

6.5.3.2. Sm-Nd Isotopes

Whole-rock Sm-Nd isotope analyses were carried out on eight samples from the Lagoa Seca deposit (Table 20): four representing metaultramafic rocks (samples 017, 019, 095 and 100), two representing metasedimentary rocks (samples 097 and 098) and two representing acid metavolcanics (samples 092 and 108). The metaultramafic rocks present TDM ages between 2.92 and 3.04 Ga and ϵNd (3.0) varying between +1.32 to +2.76. The metasedimentary rocks present TDM ages between 2.78 and 2.92 Ga and ϵNd (3.0) varying between +2.18 and +2.75. The acid metavolcanics rocks show TDM ages between 2.79 and 2.83 Ga and ϵNd between +3.52 and +4.39. Souza *et al.* (2001), studying the Identidade *greenstone belt* (50 km north of the AGB), reported TDM ages between 3.05 and 3.24 Ga and ϵNd (3.0) varying between +0.22 and +3.15, which display very good correlations with our results.

Sample	Litology	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd (3.0)	ϵNd (0)	TDM (Ga)
017	metaultramafic	4.931	26.200	0.1138	0.511137	+2.76	-29.27	2.92
100	metaultramafic	2.985	14.149	0.1275	0.511380	+2.18	-24.55	2.96
095	metaultramafic	3.472	18.405	0.1140	0.511077	+1.48	-30.46	3.02
019	metaultramafic	1.667	8.425	0.1196	0.511179	+1.32	-28.47	3.04
097	metasediment	2.787	15.402	0.1094	0.511050	+2.75	-30.99	2.92
098	metasediment	2.561	10.783	0.1435	0.511771	+3.62	-16.92	2.78
092	metariodacite	2.997	12.629	0.1435	0.511764	+3.52	-17.04	2.79
108	metariodacite	3.865	25.283	0.0924	0.510797	+4.39	-35.92	2.83

Tabela 20 - Sm-Nd isotopic data of host rocks of the Lagoa Seca deposit.

Sm-Nd isotopic results of the acid metavolcanics rocks of the Lagoa Seca deposit produced an isochron with age of 2867 ± 40 Ma (figure 49a), rather compatible (within analytical errors) with that age of 2904 ± 22 calculated U-Pb zircon by Gaudette *et al.* (1998) and used as reference for Lagoa Seca group, indicating a Mesoarchean age for these rocks. The four Sm-Nd analyzes for the metaultramafic rocks converting an isochronic age of 2743 ± 109 Ma, with a MSWD of 39 (figure 49b). A despite of the great analytical error, this age supports the idea that metaultramafics rocks has intruded the previous metasedimentary and acid metavolcanics rocks. The fact that these gold-bearing rocks are mineralized suggests that the age of mineralization is equal to or younger than the age of crystallization of these metaultramafics

rocks. However, this timing still remains unknown and further robust geochronological studies need to be performed.

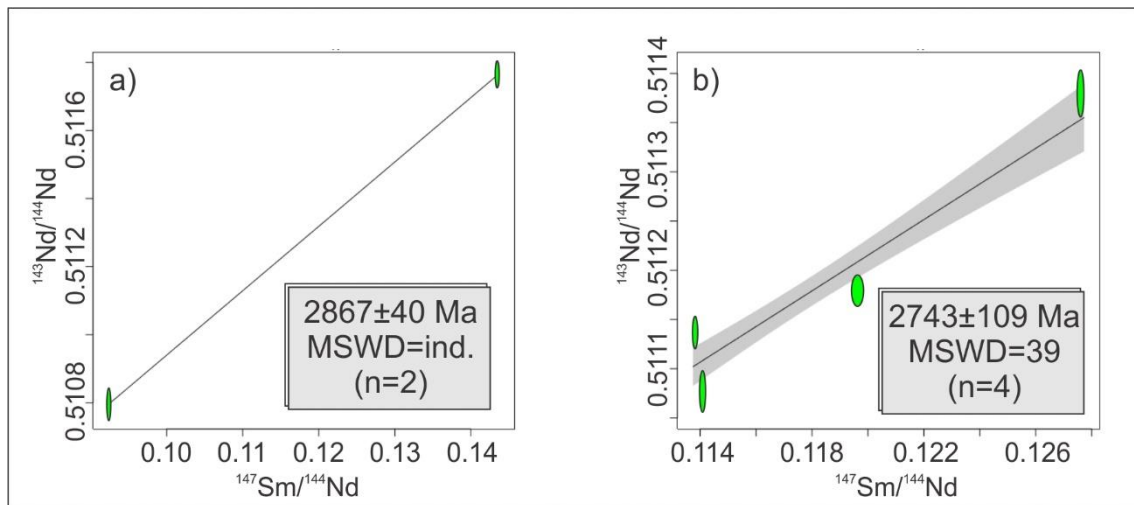


Figura 49 – Sm–Nd reference isochron diagram of the Lagoa Seca deposit. a) 2 samples of the acid metavolcanics host rocks. b) 4 samples of metaultramafic host rocks.

6.6. Discussion

6.6.1. Geochemistry of the Hydrothermal Zoning

An attempt to show and enrichment/impoverishment of the chemical elements during the hydrothermal alteration (Figure 50) was performed on host rocks of the Lagoa Seca deposit using the procedure that consisted in determining the ratio of the mean of the altered normalized host rock by one sample not or weak affected by the alteration fluids (sample 023 to metagreywacke; sample 092 to metasiltstone; sample 044 to metaultramafic - Table 13). The geochemistry of the wallrock alteration indicates massive additions of K, Na and P, accompanied in parts by Si and Ca and confirming potassification, calcic-sodic and silicification during the hydrothermal process. The mineralized areas are enriched in Ti, and depleted in Fe, Mn and Mg.

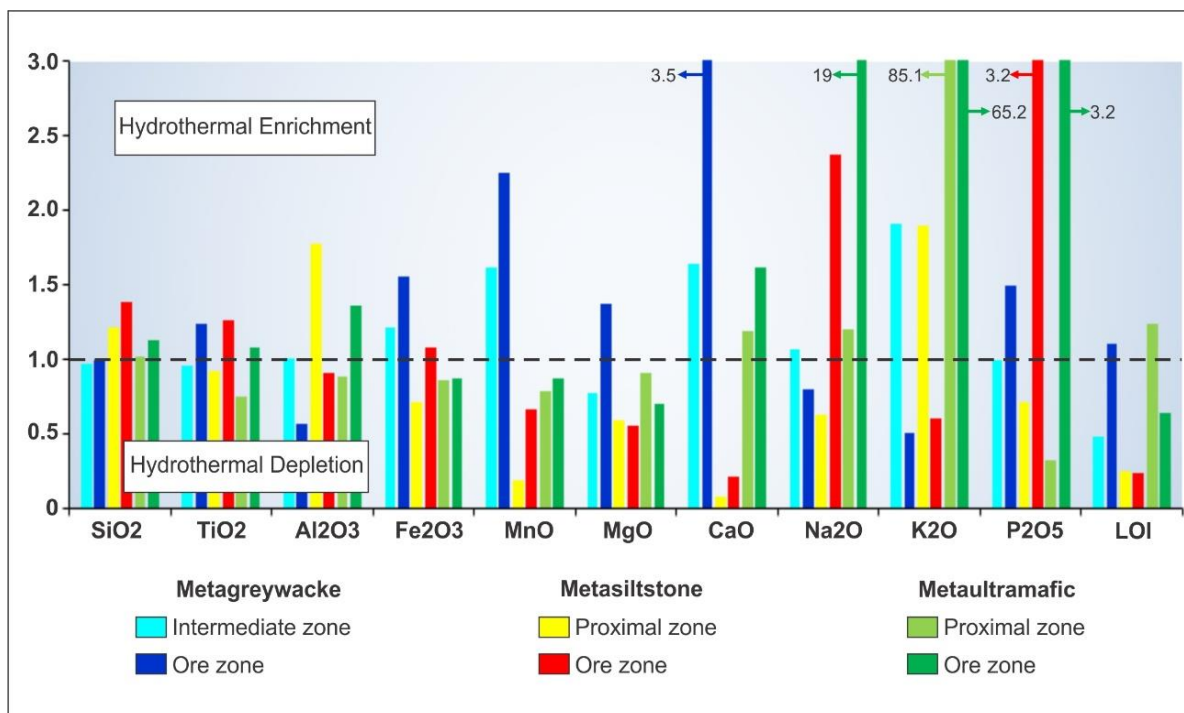


Figura 50 – Plot of major elements showing enrichment/depletion for hydrothermal zones alteration of the Lagoa Seca deposit.

A distinctive suite of trace elements: Ba, W, Th, V, Zn, Se, Ga, Y, Rb, Nb, Zr and Nd are shown in high levels. The high values of K, Ba, Rb, and W in the alteration profile suggest possible magmatic contributions to this paragenetic association. Correlations between elements that are potentially immobile under hydrothermal conditions were tested and Zr contents show very good correlation with the Nb, Ti and LREE, suggesting that these elements behaved as immobile during the alteration. As a whole the trace-element geochemistry is consistent with that of subduction related calc-alkaline magmas in continental arcs.

6.6.2. Temperature Conditions and Source of Hydrothermal Fluid

Temperature conditions during mineralization has been constrained by a chlorite geothermometry and indicate that gold precipitated at 275-353°C (using Cathelineau (1988) method) and at 269-323°C (using Kranidiotis & MacLean (1987) method). This chlorite geothermometer, carried out by two methods, showed that temperature are lightly higher in the wallrock alteration than in the proximal and ore zones. This fact may indicate that the chlorite temperatures of the host hydrothermal rocks may have suffered with the influence of the regional metamorphism temperature, which would be higher. The temperatures of the ore zone, are in line with the homogenization temperatures obtained by Huhn (1992) for the fluid

inclusions associated with the gold mineralization of the Babaçu deposit, which ranged from 220°C to 360°C, indicating temperatures typical of metamorphic fluids in an orogenic gold deposit environment.

Stable isotope analyses of calcite in gold-bearing orebody indicate that the negative $\delta^{13}\text{C}$ value is consistent with a homogeneous deep-seated carbon source from which carbonate minerals were precipitated within a limited pH range. There is no a large scatter in the $\delta^{18}\text{O}$ calcite values (+7.20 to +10.00‰, including data of Souza (1999)), suggesting fluids from just one source. These C-O isotope data suggest that the fluids could be the result of deep-seated solutions (high $\delta^{18}\text{O}$) in a metamorphic setting, possibly mantle. Figure 51 shows some isotopic data obtained from the literature for similar deposits compared with the data of the Lagoa Seca deposit.

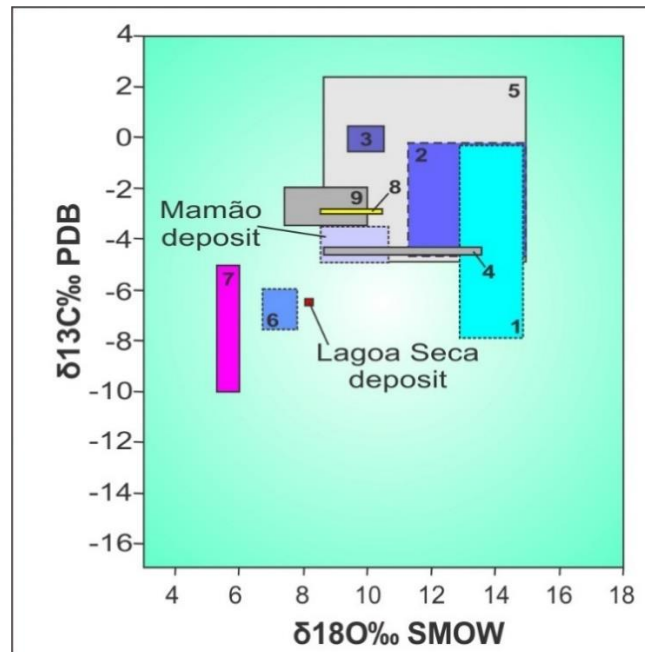


Figura 51 – Stable isotope data for hydrothermal mineral phases of some Archean orogenic gold deposits. 1- Golden Mile (Goldfarb *et al.*, 2005). 2- Hollinger-McIntyre (Goldfarb *et al.*, 2005). 3- Las Cristinas (Goldfarb *et al.*, 2005). 4- Bulyanhulu (Goldfarb *et al.*, 2005). 5- Lac Shortt (Nadeau *et al.*, 2014). 6- Amalia (Adomako-Ansah *et al.*, 2017). 7- Cumarú (Santos *et al.*, 1998). 8- Sapucaia (Oliveira *et al.*, 1995). 9- Lagoa Seca (Souza, 1999).

Analysis of As-Co-Ni (Figure 52a) and (Fe+S)-As (Figure 52b) in fine-grained pyrite of the orebody zone, according to the methodology described in Yan *et al.* (2014), appoint metamorphic origin for the hydrothermal fluid in the Mamão deposit. However, the data also indicate that there may have been a probable magmatic contribution in the generation of pyrites.

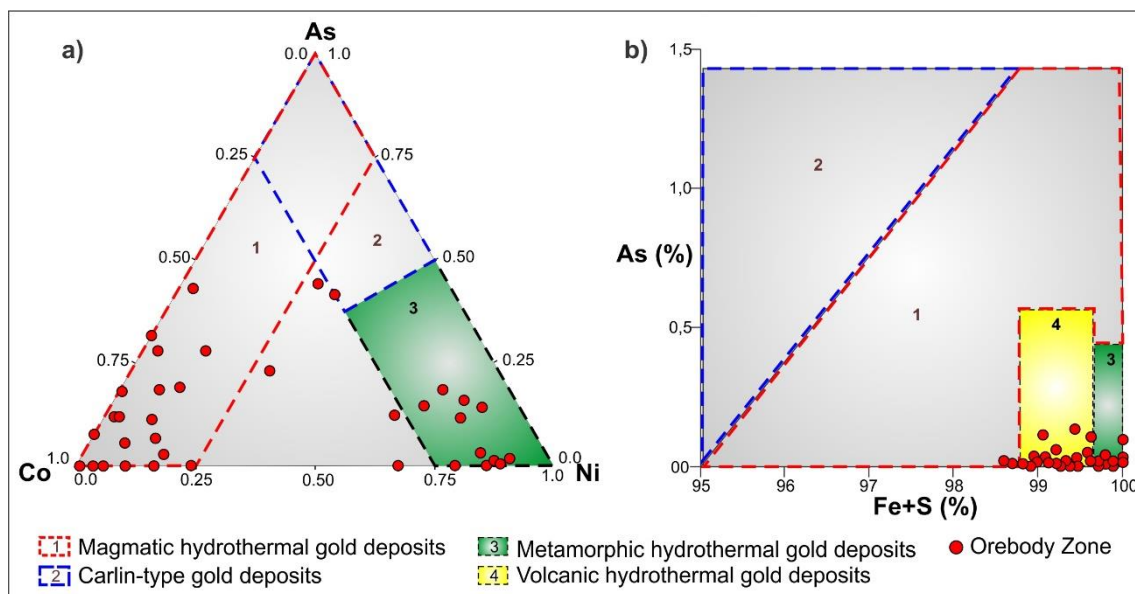


Figura 52 – Pyrite composition in the hydrothermal zones of the Lagoa Seca deposit, compared with the compositional domains of pyrite from gold deposits in the diagrams of Yan *et al.* (2014).

6.6.3. Mineralized Fluid Evolution

The suggestion that sedimentary rocks, particularly carbonaceous and sulfidic mudstone- or shale-rich sequences, were preferentially important sources of gold-bearing metamorphic fluid has been in the literature for some time. Sedimentary pyrite in the various clastic rocks are a likely source for the gold and other metals in the orogenic gold deposits (Goldfarb & Groves, 2015). Phillips, (1993) suggest that any pyrite-bearing lithology within the turbidite sequence as a whole may be devolatilized to yield significant S and Au to form the ores, with metamorphic phase-changes and fluid-focusing efficiency being key parameters.

Lagoa Seca is a Mesoarchean-hosted gold deposits resulting of large complex structural systems related to the final stages of orogenic setting. The mineralogy paragenesis and hydrothermal alteration encountered at Lagoa Seca are fairly typical those described at similar deposits worldwide. Mineralization appears as disseminated sulfides within a turbidite sequence associated with a broad shear zone, with gold mineralization best developed along contrasting rheological contacts with intrusive dacites and ultramafic units. Results of whole-rock Sm-Nd isotope analyses to the metaultramafic rocks indicate an uncertain depleted mantellic or crustal source, while for metasedimentary and metadacite rocks the values indicate a depleted mantellic source and ore-forming fluids in the Lagoa Seca deposit are interpreted as a mixing of metamorphic devolatilization during prograde regional metamorphism of

Andorinhas *greenstone*, and magmatic fluids originating from extensive TTG granitic associations.

6.7. Conclusions

The hydrothermal alteration at the Lagoa Seca deposit is typically pervasive, tabular, and associated with the internal zonation of the Lagoa Seca shear zone and comprises four zones classified according to their mineralogy. The outermost zone, composed of chlorite-epidote-carbonate, changes to an intermediate zone defined by the presence of veinlet silicification. In these two external zones, the gold concentration is low, reaching values slightly above the regional background. The proximal and the ore hydrothermal zones, both showing gold contents above 1-2 g/t Au, are located in the inner portion of the shear zone. The proximal zone is associated with potassic alteration and composed of biotite, magnetite, carbonate, amphibole and pyrite. The ore zone represents the inner part of the shear corridor along the mylonitic foliation, showing that the plunge of the mineralized zone has a strong structural control. The ore is characterized by sulfidation and potassification, where gold can be found as both free grains and inclusions mainly in pyrite but also in chalcopyrite, galena and pyrrhotite, reaching up to 10 g/t Au.

The whole-rock geochemistry of the hydrothermal host rocks supports the interpretation that the zoning is composed of propylitic alteration in the distal zone and silica enrichment after propylitization in the intermediate zone and replaced by potassification and sulfidation in the proximal and ore zones, respectively. Geochemistry applied to tectonic discrimination indicates that host rocks were derived from ancient continental arcs representative of subduction. Trace element geochemistry is consistent with that of subduction-related calc-alkaline magmas in continental arcs. The REE patterns of hydrothermalized rocks show high to moderate fractionation $(La/Lu)_{cn} = \sim 29-10$ with a strong fractionation of LREE and HREE towards the center of the hydrothermal conduit and weak negative europium anomalies $(Eu/Eu)_{cn} = \sim 1.0-0.7$, indicating enriched LREE and depleted HREE patterns. These results allow inferring an interaction with hydrothermal fluid canalized along the mylonitic foliation in the Lagoa Seca shear zone.

Mineral chemistry determined for hydrothermal chlorite-mica-amphibole-sulfide-gold minerals yields a typical range of mineral compositions and specimens expected in orogenic gold deposits. Elementary oxide values basically return the same variation observed in the whole-rock geochemistry, both confirming the petrographic study.

Gold ore is predominantly electrum, with Au varying from 86.32 to 89.53 wt%, accompanied by a slightly variable amount of silver (8.79 to 12.26 wt%), traces of other metals such as Fe, Mo, Ni and Cu and the absence of As and Pb. The sulfide association is basically pyrite with minor chalcopyrite, galena, and pyrrhotite, as well as traces of millerite. Pyrite compositions show increases in As, Co and Cu towards the ore zone and in Zn, Ni and Au in the opposite direction, decreasing from the core to the edge. The electrum composition is characteristic of orogenic deposits around the world.

Chlorite geothermometer have returned temperatures from 269°C-353°C for the hydrothermal zones, including mineralized ore zone. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ stable isotope data from calcite of the mineralized orebody zone display values compatible with a metamorphic fluid, confirming the presence of orogenic characteristics in this gold mineralization. As-Co-Ni and (Fe+S)-As ratio diagrams obtained from fine-grained pyrite allow to indicate that the hydrothermal fluid present metamorphic origin, that might have been channeled through the Lagoa Seca shear zone from a deep crustal source. Nevertheless, pyrite composition allows inferring a magmatic contribution in the generation of these pyrites, probably generated during the dominant TTG evolution present in the region.

The Mesoarchean age of the Lagoa Seca host rocks was obtained by the Sm-Nd isochron method and TDM and ϵ_{Nd} studies carried out on hydrothermalized host rocks show an evolution compatible with depleted mantellic or crustal sources. The model for mineralization invokes several sources for the fluids and the ore components; the importance of granitic magmatism fluids is highlighted. Further exploration should be concentrated particularly on similar hydrothermally altered shear zones.

6.8. Acknowledgments

This work was supported by Troy Resources, Ltd. (Reinarda Mineração Ltda), and is published with permission. The authors would like to thank the Andorinhas Project geology team, in particular Augusto Mol, Ezequiel Costa e Silva, Wilson Bastos, Adriane Felipe and Natanael Lima. We would like to thank Peter J. Doyle, VP of Troy's Exploration and Business Development, for his continued assistance and suggestions on earlier versions of this manuscript. Souza would like to acknowledge the Brazilian agency CAPES for a research grant during part of his doctoral thesis and the Universidade Federal do Ceará for the reduction of work and partial removals.

Capítulo – 7

ARTIGO 03

REFLECTANCE SPECTROSCOPY APPLIED TO MAPPING OF THE HYDROTHERMAL ALTERATION AT MAMÃO GOLD DEPOSIT, MESOARCHEAN ANDORINHAS GREENSTONE BELT, CARAJÁS MINERAL PROVINCE, NORTHERN BRAZIL.

*Sebastião Rodrigo Cortez de Souza
Diego Fernando Ducart
Nilson Francisquini Botelho*

Artigo Submetido em 28/09/2018 na revista “GEOLOGIA USP - SÉRIE CIENTÍFICA (Qualis B2)”

The screenshot displays the submission management interface for Geologia USP. At the top, there is a navigation bar with the journal name, a 'Tarefas' (Tasks) indicator showing 0 tasks, and user information for 'rodrigocortez'. Below this, a blue header contains 'Biblioteca da Submissão' and 'Ver metadados'. The main content area shows the article title: 'Espectroscopia de reflectância aplicada ao mapeamento da alteração hidrotermal no depósito de ouro Mamão, greenstone belt Mesoarqueano Andorinhas, Província Mineral de Carajás, norte do Brasil', followed by the authors' names. A horizontal menu below the title includes 'Submissão', 'Avaliação', 'Edição de Texto', and 'Editoração'. A section titled 'Arquivos da Submissão' (Submitted Files) contains a search bar and a list of files. One file is listed: '312847-1 | rodrigocortez, Reflectance spectroscopy applied to mapping of the hydrothermal alteration at Mamão gold deposit, Mesoarchean Andorinhas g.docx'. A 'Baixar Todos os Arquivos' (Download All Files) button is located at the bottom right of the file list.

7. REFLECTANCE SPECTROSCOPY APPLIED TO MAPPING OF THE HYDROTHERMAL ALTERATION AT MAMÃO GOLD DEPOSIT, MESOARCHEAN ANDORINHAS *GREENSTONE BELT*, CARAJÁS MINERAL PROVINCE, NORTHERN BRAZIL.

Sebastião Rodrigo Cortez de Souza^{1,4}, Diego Fernando Ducart², Nilson Francisquini Botelho³

1 - Universidade Federal do Ceará - UFC, Campus Crateús, CEP 63.700-000 – Crateús - CE,
E-mail: rodrigo@crateus.ufc.br;

2 - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP.

3 - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB.

4 - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB.

7.1. Abstract

The Mamão gold deposit is located in the eastern portion of the Amazonian Craton, northern Brazil, hosted in mafic rocks of the Mesoarchean Andorinhas *greenstone belt*. It was operated by Troy Resources Ltd as underground mine and returned about 350 koz gold between 2007 to 2015. The deposit exhibit structural and mineralogical characteristics that allow classify it as an orogenic deposit, associated with gold sulphides-rich quartz veins. The hydrothermal alteration is composed by distal zone with chlorite-epidote-albite; intermediate zone marked by carbonate-albite-chlorite-quartz; proximal zone composed by biotite-quartz-carbonate-pyrite-(gold) and orebody quartz vein-hosted zone showing quartz-carbonate-pyrite-(gold). Reflectance Spectroscopy is a very fast non- distributive and low-cost technique that was applied successfully at drill cores at Mamão deposit to mapping and refine stages of hydrothermal alteration, aiming to characterize metallogenetic evolution of the Mamão deposit. The reflectance Spectroscopy study confirming previous paragenetic mineralogy observed in the petrographic study and pointed out that chlorites and carbonates are presents mineral around hydrothermal halo, since outermost zone to the mineralized core, while quartz (silicification) is most common in the proximal to orebody zones. Chlorite abundance calculated by reflectance spectroscopy also pointed out to a decrease towards the ore hydrothermal zone.

KEYWORDS: Reflectance Spectroscopy; Orogenic Gold Deposit; Hydrothermal Alteration; Carajás Mineral Province.

7.2. Introduction

Abundant gold deposits are related to Archean granite-*greenstone* terrains worldwide (Goldfarb *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 2016; Nguimatsia *et al.*, 2017). Mining activity in the Rio Maria region (Pará state, Brazil) is historically linked to gold mineralization and dates back to the 1970s, where the gold has been extracted from the alluvial "garimpos" with different degrees of mechanization. Small orogenic gold deposits, such as the Mamão, Babaçu, Lagoa Seca and Serrinha deposits are located in this *greenstone* sequences (Costa e Silva *et al.*, 2012).

The Mamão gold deposit is a mechanized underground mining, located about 40 km southeast of the Rio Maria city. It was systematically operated between 2007 to 2015 by Reinarda Mineração Ltda (a Troy Resources subsidiary company), having been extracted an amount of approximately 350K oz gold (Troy Resources Ltd). Mineralisation is related to quartz-carbonate-sulphide lodes of high grade/free gold mineralization within sheared hosted metabasalts and metadolerites that occur on a mineralised structural trend, that are found on ENE-WSW shear zones with better development of orebodies at EW trending bends, located in the dilational jogs of a high-strained zone branch within the early foliation present in the metavolcanic rocks of the Andorinhas *greenstone belt* (Costa e Silva *et al.*, 2012).

Reflectance Spectroscopy (RS) is one of well-known and effective technique for identifying the essential mineralogy of alteration zones in hydrothermal mineral deposits, especially useful for field and active exploration work because it is nondestructive, simple to use and can quickly provide large quantities of data (Herrmann *et al.*, 2001; Ducart *et al.*, 2006; Harraden *et al.*, 2013). A study of the spectral analysis of these deposits allows for a better understanding of the mineralized areas and can provide additional information on the spatial distribution of ore and contaminants. Reflectance Spectroscopy has been used successfully at Mamão deposit to refine stages of hydrothermal alteration aiming to characterize the hydrothermal assembly developed in the gold deposit. These alteration types form volumetrically large zones that relate directly to the style of mineralization, metal ratios, and physical rock properties with implications for genetic and resource modeling of the deposit (Gregory *et al.*, 2013).

The Reflectance Spectroscopy technique is based upon reflectance and absorption patterns as light with wavelengths between 1,300 and 2,500 nm interacts with molecular bonds

matching the specific wavelengths for molecules such as OH, H₂O, AlOH, MgOH, and FeOH (Thompson *et al.*, 1999). Is useful when applied at porphyry, epithermal, iron oxide-Cu-Au and volcanogenic massive sulfide gold deposits (Herrmann *et al.*, 2001; Squire *et al.*, 2007; Tappert *et al.*, 2011), but not very usual when applied to Archean orogenic gold deposits due its typical mineralogical response. The Figure 53 returns the characteristic spectra for the main hydrothermal traceable minerals in orogenic gold deposits, such as the Mamão deposit, and its specifically wavelengths for OH, H₂O, AlOH, MgOH and FeOH molecules.

Alteration mineral assemblages are important to the understanding of hydrothermal process at ore deposits were formed. Determination of the type and distribution of alteration minerals is a routine part of exploration for mineral deposits and is useful in the assessment of exploration properties and the construction of deposit models. For example, Thompson *et al.* (1999) suggest that carbonate zoning (calcite-ankerite-dolomite-muscovite-chlorite), chloritic zoning (chlorite-muscovite-actinolite) and biotitic zoning (biotite-chlorite) might be mapped using reflectance spectroscopy techniques and used to exploration application, classifying the mineral assemblage as guide for mesothermal deposits, including Archean orogenic gold deposits.

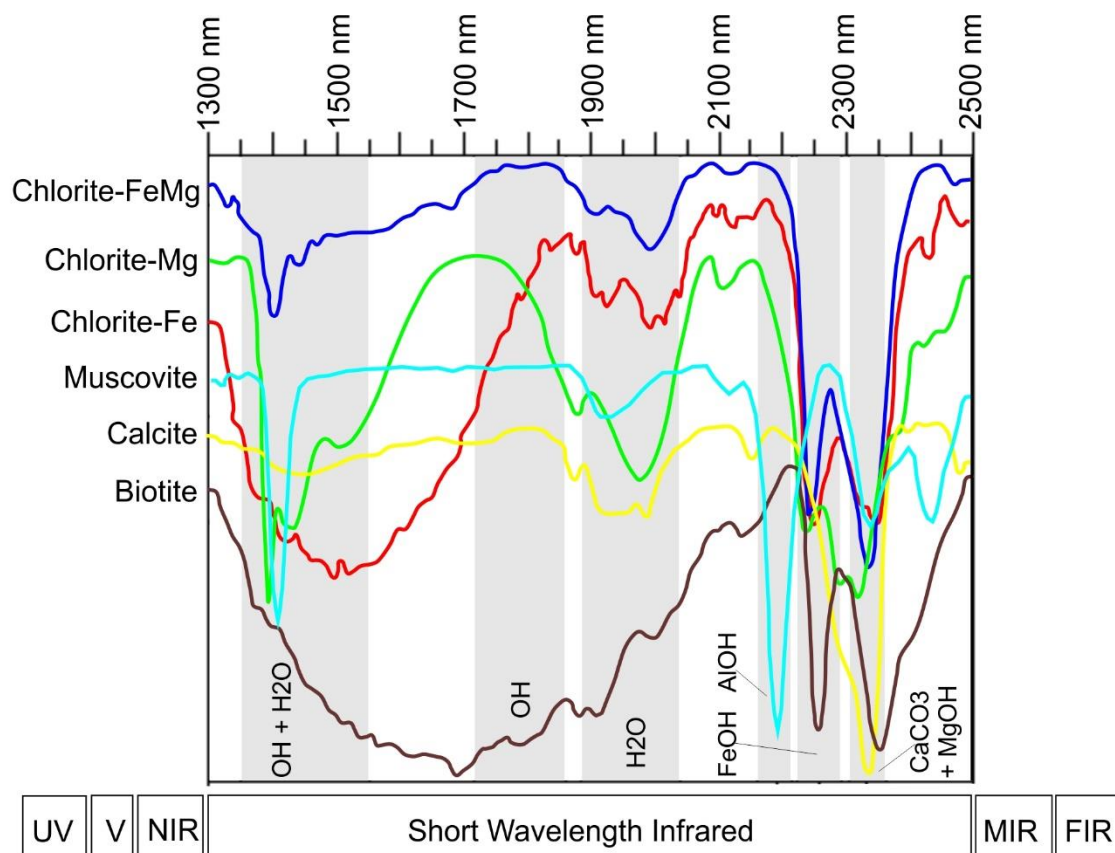


Figura 53 – Relative spectrum of most common hydrothermal alteration minerals found in the Mamão deposit with key absorption wavelengths. UV - ultra violet, V - visible, NIR - near infrared, MIR – Mid infrared and FIR – far infrared position.

This paper have intend to create a case study linking chlorites and carbonates hydrothermal minerals obtained with use of Reflectance Spectroscopy's data in the Mamão gold deposit, which can help to link hydrothermal alteration types with the concentration of economic gold content and to illustrate potential contributions of the method to the understanding to the hydrothermal evolution of the orogenic gold deposit.

7.3. Geological Setting

7.3.1. Regional Geology

The Carajás Mineral Province - CMP, the largest and best-preserved Archean segment of the Amazonian craton (Figure 54a), northern Brazil, comprises the Rio Maria (RMD) and Carajás domains (Dall'Agnol *et al.*, 2006; Vasquez *et al.*, 2008). It was formed in the Mesoarchean and tectonically stabilized in the Neoarchean (Tassinari & Macambira, 1999; Tassinari & Macambira, 2004), comprises the most ancient crustal nucleus in the south-eastern portion of the Amazonian Craton. It represents one of the most important mineral provinces in the world, standing out for its diversity and notable metallogenetic potential, including a broad range of deposits such as iron (e.g. N4, N5), iron oxide–copper–gold, manganese (e.g. Azul, Buritirama), nickel (e.g. Vermelho, Onça-Puma), chrome-PGE (e.g. Luanga), Au–Pd–Pt (e.g. Serra Pelada) and Cu–Mo–Au deposits (e.g. Serra Verde; Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Villas & Santos, 2001), and it is considered one of the most important mineral provinces of fertile metallogenetic exploration (Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Villas & Santos, 2001; Bettencout *et al.*, 2016). CMP is divided into two distinct tectonic domains: Rio Maria Domain (Mesoarchean) at south, with predominance of granite-*greenstone* terrains (ages ranging of 2.85-3.04 Ga), and Carajás Domain (Neoarchean) to the north, characterized by metavulcano-sedimentary and granitoid sequences generated mainly between 2.76-2.55 Ga. (Figure 54a) (Vasquez *et al.*, 2008).

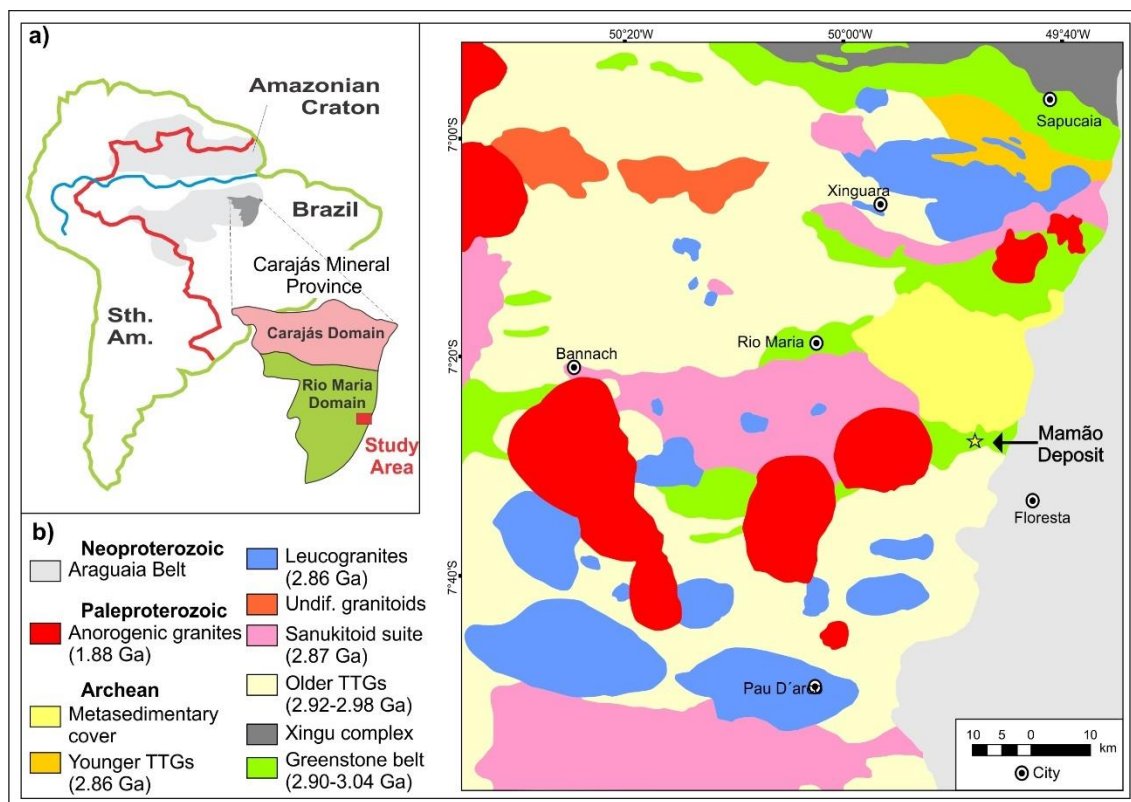


Figura 54 – a) Simplified map of the Amazonian Craton according after Tassinari & Macambira (2004), showing the Carajás mineral province and the study area location highlighted. b) - Geological map of the Rio Maria domains and location of the studied area in Amazonian Craton (modified of Almeida *et al.*, 2013).

The study area is located in the Rio Maria Domain, southeast portion of CMP, hosted by Archean supracrustal *greenstone belt* sequences and granitoids, crosscutted by granite intrusions of Paleoproterozoic age (Figure 54b). The *greenstone belt* sequences are grouped on Andorinhas Supergroup and represent the oldest lithostratigraphic unit of the region. These rocks display different grades of deformation and greenschist facies metamorphism, being composed of ultramafic and mafic metavolcanic rocks intercalated with iron formations and intermediate to felsic rocks at the base (Babaçu Group) and clastic metasedimentary rocks at the top (Lagoa Seca Group) (Souza *et al.*, 2001).

The metavolcanic rocks host small lode gold deposits (Mamão, Babaçu, Diadema, Serrinha, Seringa, etc), while other deposits are associated with the metagreywacke (Lagoa Seca) or the calc-alkaline intrusions, such as Au-Cu-Bi-Mo Cumarú deposit (Huhn, 1992; Oliveira 1993; Oliveira *et al.*, 1995; Souza, 1999; Tassinari & Macambira, 1999; Tassinari *et al.*, 2000; Dardenne & Schobbenhaus, 2001).

Archean granitoids intrude the *greenstone belt* sequence and can be assembled in four groups: (1) an older TTG series composed by Arco Verde tonalite complex (2.98–2.92 Ga) (Althoff *et al.*, 2000); (2) the sanukitoid suite represented by the Rio Maria granodiorite (~2.87

Ga; Oliveira *et al.*, 2009); (3) a younger TTG series (~2.87–2.86 Ga), represented by the Mogno trondhjemite (Almeida *et al.*, 2011; Almeida *et al.*, 2013); and (4) potassic leucogranites of calci-alkaline affinity (~2.87–2.86 Ga) represented by the Xinguara granite pluton (Leite *et al.*, 2004). Paleoproterozoic anorogenic alkaline to subalkaline A-type granitoid stocks and batholiths cut the *greenstone belt* rocks (Dall’Agnol *et al.*, 2006) (Figure 54b).

7.3.2. Local Geology

The geology of the study area (Figure 55) are dominated by the Babaçu Group, which according to DOCEGEO (1988), is subdivided into Igarapé Encantado Formation in the base and Mamão Formation at the top. The Igarapé Encantado Formation is constituted by komatiitic shedding with spinifex texture and banded iron formation intercalation. The Mamão Formation is composed by extension tholeiitic meta-basalt shedding, accompanied by pillow lava structures and intensive intercalations of BIFs, metatuffs and talc-schists and metachert, that are intruded by dolerite dikes (Huhn, 1992). Such lithologies run through deformation, metamorphism and milonitization events, defining foliations that present variable trends, with a dominant ENE-WSW trend, plunging south and north, largely subverticalized. The observed deformation is predominantly ductile-ruptile, supposedly of Archean age and characterized by an NW-SE shortening and NE-SW extension resulting in the formation of strike-slip faults with dextral movements and small reverse component. In these shear zones, lode gold deposits associated with quartz veins are found, hosted in the metabasic hydrothermalized rocks (Huhn, 1992).

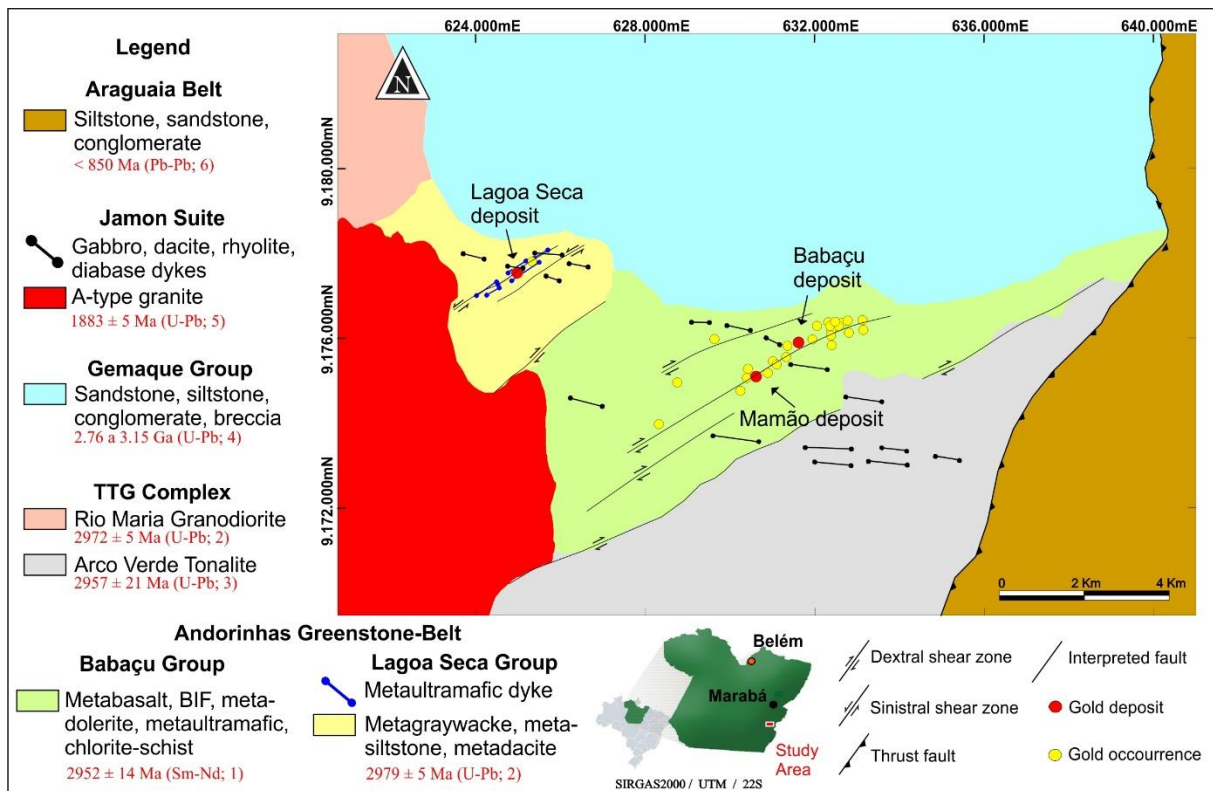


Figura 55 – Geological map of the Andorinhas greenstone belt and Lagoa Seca deposit (Troy Resources Ltd). Geochronological reference ages: 1- This work; 2- Pimentel & Machado (1994); 3- Macambira & Lancelot (1996); 4- Macambira (1992); 5- Machado *et al.* (1991); 6- Vasques *et al.* (2008).

7.3.3. Gold Mineralisation

The Mamão gold deposit comprises two tabular zone, called Melechete and M2 orebodies, both mineralised for 500 m along strike and down dip for at least 600 m. The gold deposits occur in structurally controlled quartz veins within the *greenstone belt* rocks (Figure 49a). The oreshoots has a NE plunge along ENE-WSW trending shear zones dipping 30° to 60° to the north (Figure 56a). These shear zones started as surfaces of reverse movement and were re-activated in a later stage as surfaces of normal displacement. Gold mineralization was introducing by sulfide-rich fluids that percolated these shear zones. Mineralization style at Mamão deposit is characterized by orogenic lode-gold type and are characteristically base metal poor gold deposits, in contrast to the Carajás Domain cooper-gold deposits.

The mineralized zones are composed of quartz veins and veinlets in a shear zone that cuts quartz-carbonate-biotite-sericite-chlorite schist (metamorphosed mafic volcanic rocks) (Figure 56a). The mineralized zones show a strong mylonitic foliation marked by the preferential orientation of chlorite lamellae and by the quartz-carbonate-rich and chlorite-sericite-rich bands on altered metavolcanics hosted rock. The mineral assemblage of the zones

consists of pyrite, quartz, carbonate, biotite, chlorite, occurring as replacement products of the original mineral assemblage and indicates strong hydrothermal alteration including chloritization, carbonatization, silicification and sulfidation (Figure 56b).

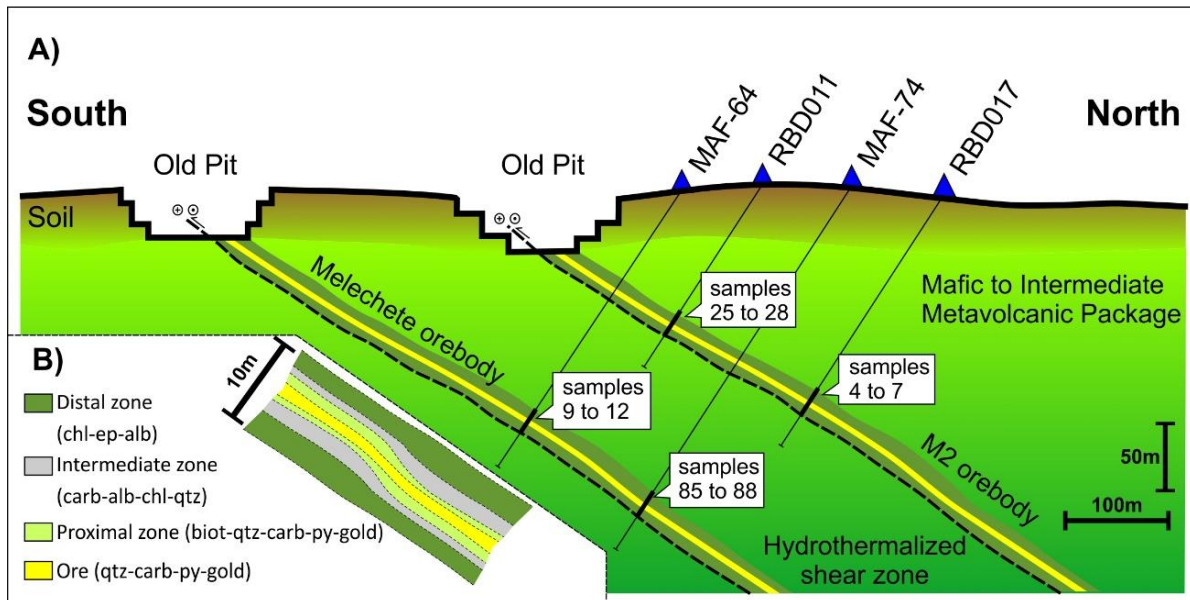


Figura 56 – a) Schematic cross section showing the mineralization in the Mamão deposit. b) Detail of the hydrothermal alteration zoning.

Quartz veins were formed during this alteration process and are oriented parallel or sub-parallel with the mylonitic foliation. Their thickness varies from 0.5 m to 5 m with an average thickness around 2 m (Figure 56b). There are at least three different types of quartz veins in the shear zones including ribbon veins introduced along the mylonitic foliation, massive replacement veins formed in portions of the shear zone with intense silicification and complete replacement of the original mineral assemblage, and quartz-bearing tension gashes formed in all stages of the process. The highest levels of mineralization have been correlated with massive silica replacement and quartz veining.

7.3.4. Hydrothermal Alteration Zones

The main distal hydrothermal alteration zone consists of chloritization, intermediate zone is given by carbonatization and the proximal zone shows pervasive biotitization and sulfidation. The outer alteration zone is broader (10–50 m wide), while the inner alteration zone is generally <10 m wide. Gold concentrations are restricted to sites that experienced the

percolation of fluids rich in CO₂-H₂O and SiO₂, thereby forming mineralized quartz carbonate veins (Figure 57).

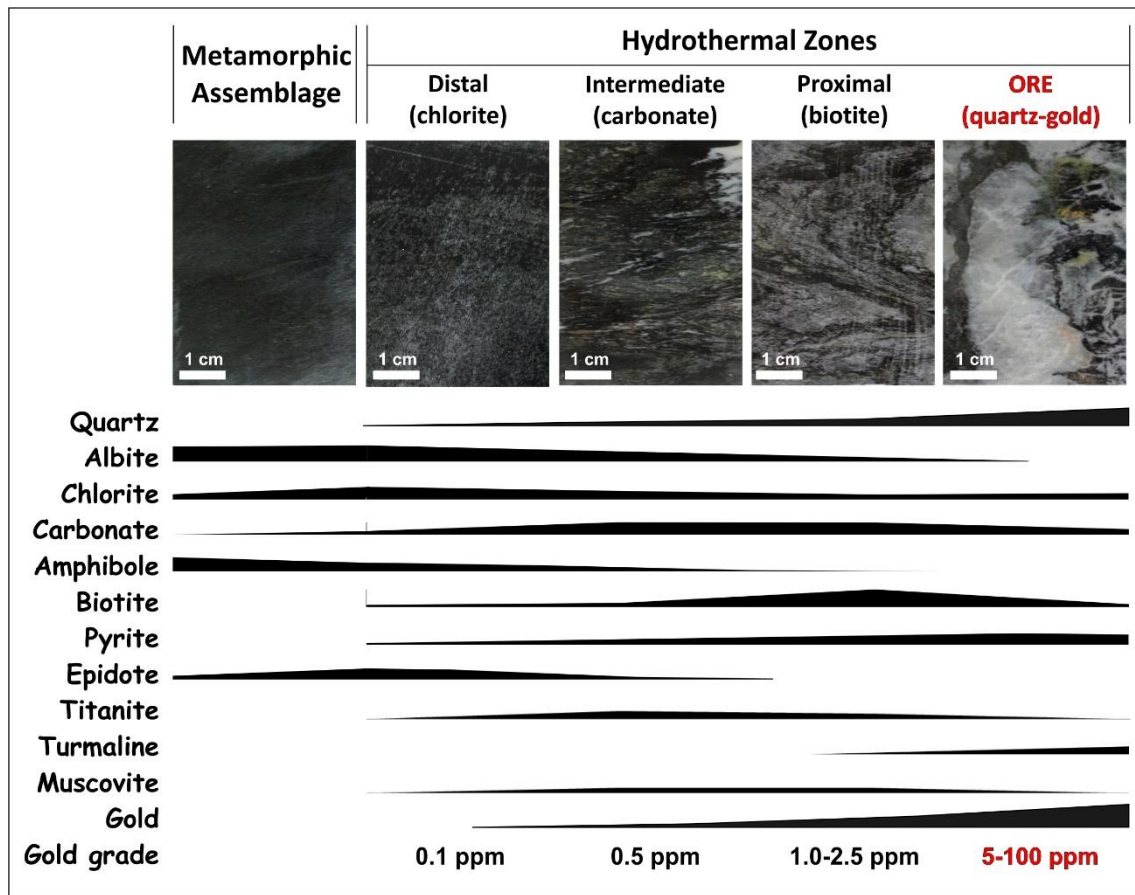


Figura 57 – Paragenetic sequence of hydrothermal alteration in the Mamão deposit.

According Tunusi (2012) there are four main hydrothermal altered zones in the Mamão gold deposits, superimposed to green-schist metamorphism: distal, intermediate, proximal and ore. This paper follows this classification, however highlighting the mineralogy that characterizes each of the four hydrothermal zones, namely: distal zone composed by chlorite-epidote-albite (Figure 58a); intermediate zone marked by carbonate-albite-chlorite-quartz (Figure 58b); proximal zone composed by biotite-quartz-carbonate-pyrite-(gold) (Figure 58c) and orebody quartz vein-hosted zone showing quartz-carbonate-pyrite-gold (Figure 58d).

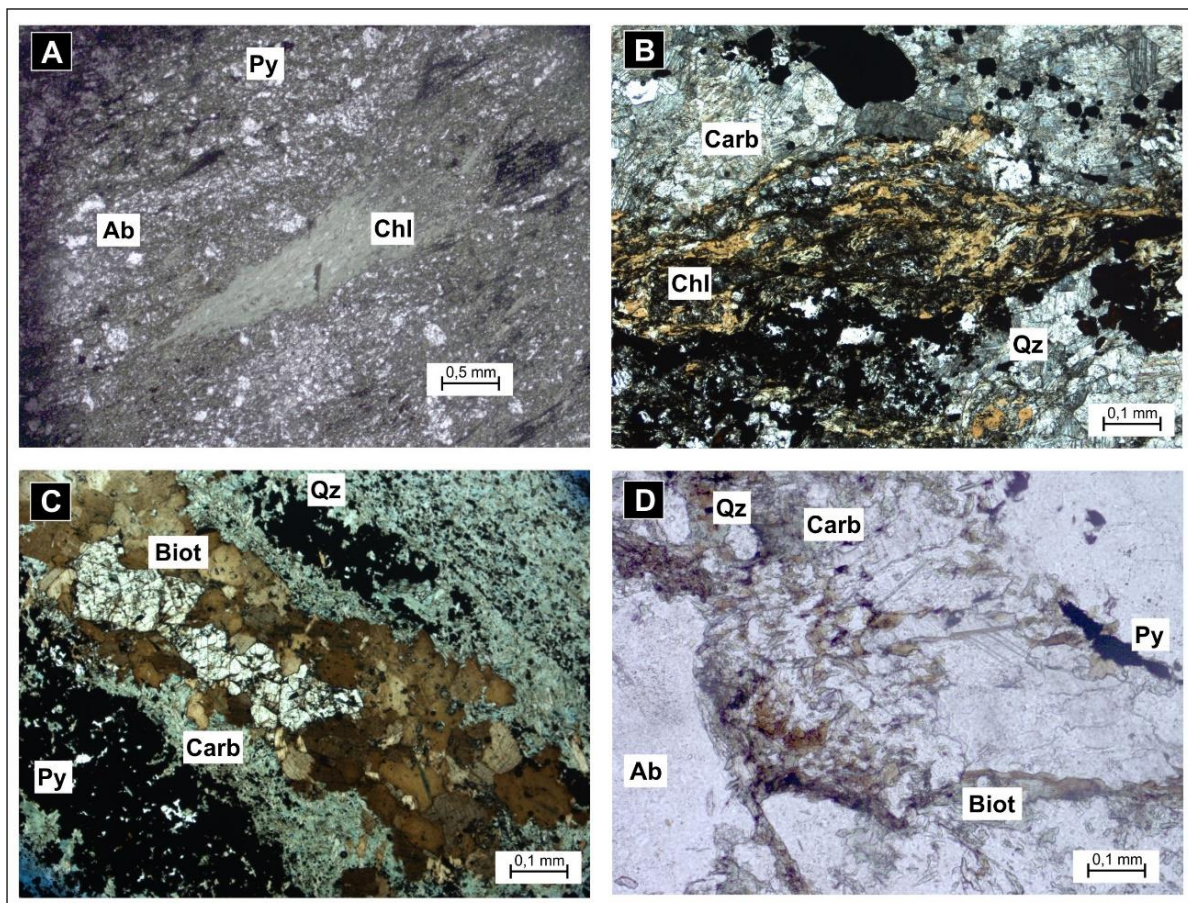


Figura 58 – Photomicrographs of hydrothermal alteration assemblages in the Mamão deposit. a) Distal zone composed by chlorite-epidote-albite (Sample 009). b) Intermediate zone marked by carbonate-albite-chlorite-quartz (Sample 010). c) Proximal zone composed by biotite-quartz-carbonate-pyrite-(gold) (sample 087). d) Quartz vein orebody hosted in quartz-carbonate-pyrite-(gold) zone (Sample 012).

7.4. Material and Methods

Petrography

The geological samples were obtained at four diamond drill holes that cut two different mineralized levels of the Melechete and M2 orebodies at the Mamão gold deposit. Petrographic studies were performed on thin/polished sections using the Olympus Microscope Model BX60FS (Olympus Optical Co. Ltd.) from the Microscopy Laboratory of the University of Brasília.

Reflectance spectroscopy

The reflectance spectra were measured using FieldSpec3 Hi-Res® Reflectance Spectroradiometer (ASD) directly on selected diamond drill core intervals. The measurements

were carried out using the contact probe, which presents a halogen lamp as light source. The window acquisition of the contact probe has an area of 1 cm², and the reported spectrum represents the average of 75 spectra collected in the same area. The device collects the spectra in three modules, one covering the wavelengths of visible to near infrared (VNIR: 350-1.000 nm) and two covering the shortwave infrared (SWIR: 1.000-2.500 nm). The spectra collected by the ASD are converted from radiation to reflectance using the Spectralom™ signal, collected through a calibration made every 20 minutes during the data collection. Data were analyzed through “The Spectral Geologist” (TSG Core™ 7.1.0.062) commercial software.

7.5. Results

The RS data were obtained on samples of diamond drill holes from hydrothermal zones of the Mamão deposit, most specifically 8 samples of 2 drill holes (MAF-64 and MAF-74) representing Melechete orebody and 8 samples of 2 drill holes (RBD011 and RBD017) representing M2 orebody (Figure 59). The results confirm previous mineralogy observed in the petrographic study and show that chlorite and carbonate are abundant mineral around hydrothermal halo, since distal zone to the mineralized core, as well as confirming the appearance of amphiboles (actinolite) in the intermediate zones and biotite (potassification) in the proximal and ore zones, in the same way the amount of quartz increases towards center of the vein. The spectral behavior for the Melechete orebody is practically identical to that observed on the M2 orebody (Figure 59 and Table 21), indicating that both mineralized zones have a similar metallogenetic evolution.

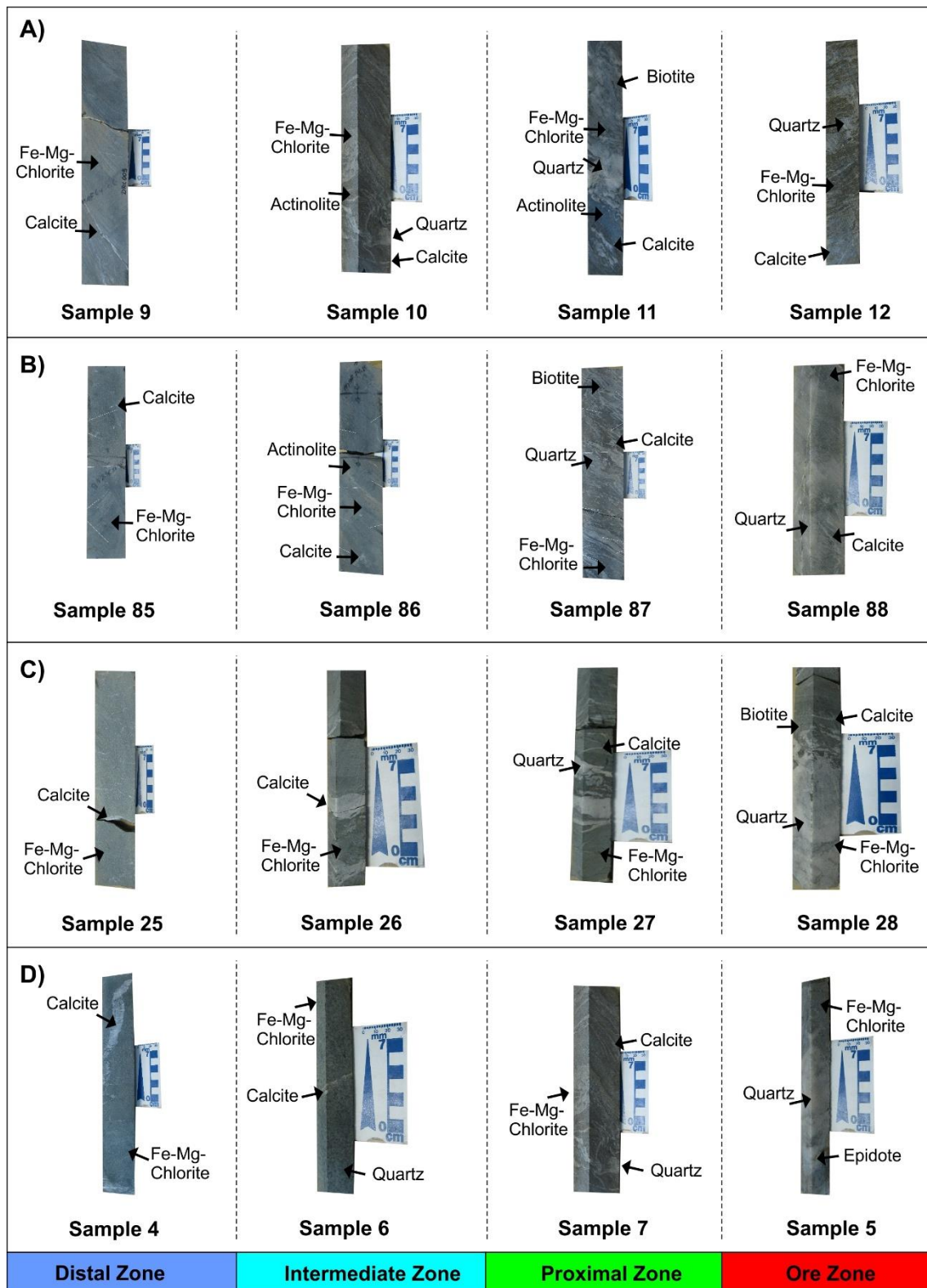


Figura 59 – Mineralogy obtained by RS on diamond drill holes of the Mamão deposit, classified according its hydrothermal zone. a) MAF-64 drill hole at Melechete orebody. b) MAF-74 drill hole at Melechete orebody. c) RBD011 drill hole at M2 orebody. d) RBD017 drill hole at M2 orebody.

However, this technique failed to link a positive correlation with the content of micas (mainly biotite), probably due to the very small size of specimens in the sample. RS data was

not able to point out the presence of sulphides or metallic ores analysis in the analyzed samples, probably because it is representing veinlets-rich textures after silicification process in the proximal and ore hydrothermal zones. The Table 21 summarizes results obtained by RS technique applied at Mamão deposit.

Drill Hole (orebody)	Sample	Hydrothermal Zone	Detected Minerals	Chlorite		Carbonate
				Abund.	Wavelgh.	Wavelgh.
MAF-64 (melechete)	9	Distal	FEMGCT, CAL	0.085	2347	2339
	10	Intermediate	FEMGCT, CAL, QZ, ACT	0.054	2339	2338
	11	Proximal	QZ, FEMGCT, CAL, ACT, BT	0.067	2344	2333
	12	Ore	CAL, QZ, FEMGCT	0.066	2338	2332
MAF-74 (melechete)	85	Distal	FEMGCT, CAL	0.209	2345	2339
	86	Intermediate	CAL, FEMGCT, ACT	0.143	2347	2332
	87	Proximal	CAL, FEMGCT, QZ, BT	0.095	2342	2341
	88	Ore	CAL, QZ, FEMGCT	0.078	2343	2341
RBD011 (M2)	25	Distal	FEMGCT, CAL	0.168	2346	2339
	26	Intermediate	FEMGCT, CAL	0.153	2346	2340
	27	Proximal	FEMGCT, QZ, CAL	0.132	2347	2338
	28	Ore	CAL, QZ, FEMGCT, BT	0.076	2351	2340
RBD017 (M2)	4	Distal	FEMGCT, CAL	0.185	2343	2340
	6	Intermediate	FEMGCT, QZ, CAL	0.112	2342	2337
	7	Proximal	CAL, FEMGCT, QZ	0.135	2347	2339
	5	Ore	FEMGCT, QZ, EP	0.085	2339	2337

Tabela 21 - Representative minerals appointed by reflectance spectroscopy study from the Mamão deposit. FEMGCT: Fe-Mg-chlorite; CAL: calcite; QZ: quartz; ACT: actinolite; BT: biotite; EP: epidote.

Chlorite wavelengths (Wavelgh.) show that most of the determined minerals are a mixture of Fe- and Mg-rich chlorites and carbonate wavelengths are classified as calcite (Table 21). The abundances (Abund.) of the chlorite types analyzed by reflectance spectroscopy it seems show a tendency to decrease from the edge to the center (Figure 60), being fully supported according to the petrography data previously made (Figure 58). Unfortunately, it was not possible to determine the abundance for carbonates and micas, as well as for the other minerals of the hydrothermal paragenesis, either by limiting the RS technique or due the very small size of the specimens, less than the size of the detection probe.

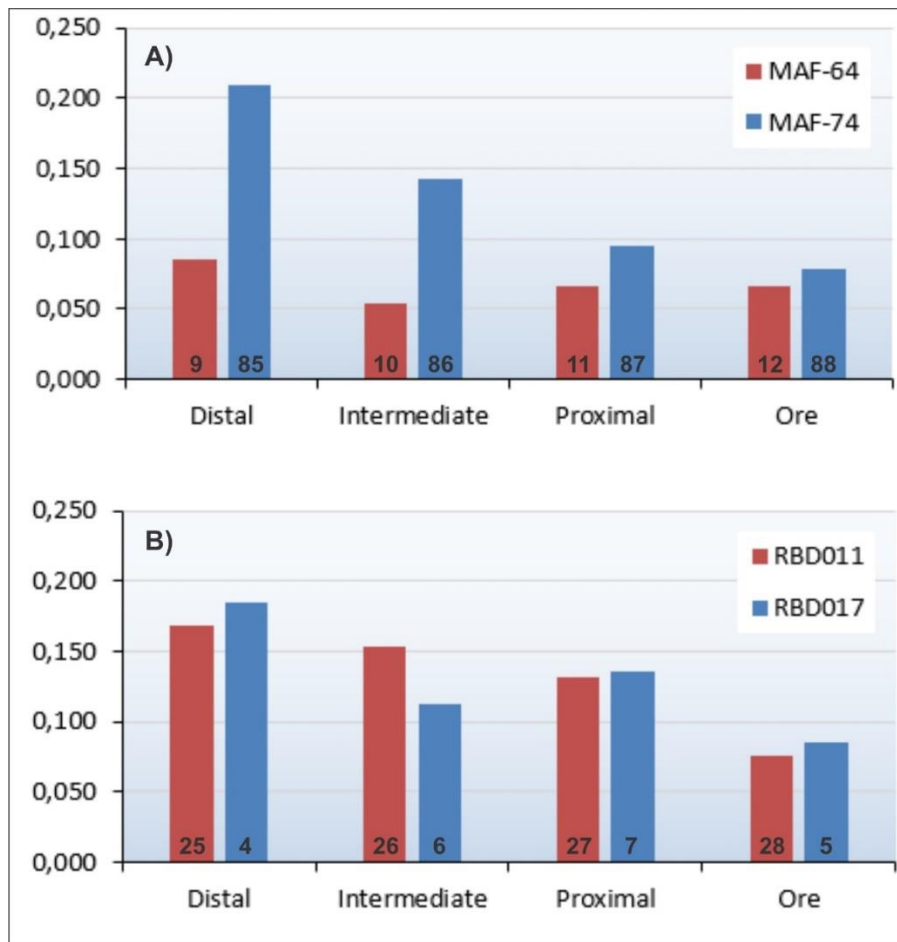


Figura 60 – Chlorite abundance calculated by reflectance spectroscopy algorithm, arranged according to their corresponding hydrothermal alteration zone. a) Chlorites from Melechete orebody. b) Chlorites from M2 orebody. Internal numbers represent the corresponding analyzed sample.

7.6. Conclusion

This study used reflectance spectroscopy to characterize the hydrothermal alteration in the Mamão gold deposit, associated with older orogenic mineralization style. The obtained results confirmed the previous petrographic studies, especially looking for abundance of chlorite and carbonate alteration, which showed a hydrothermal evolution composed of four phases followed by diversified mineralogical dimensions and compositions, culminating with the deposition of gold in the core zone dominated by quartz-carbonate-sulfide (\pm albite, chlorite, biotite). Thus, reflectance spectroscopy is a tool to assist field mapping in mineral exploration, including hydrothermal halos, and a RS survey was carried out in the same drill sampling, in order to compare the results obtained by these two techniques in different minerals/hydrothermal halo. In general, the results obtained by RS were consistent with petrographic and geochemical studies, which shows a positive correlation between the

techniques. With this, it is possible to carry out a very fast and low-cost survey directly in the drill cores. With the increased use of RS in the field, distribution patterns over large areas can be delineated, faster, aiding exploration, but also will contribute ultimately to the understanding of these systems.

7.7. Acknowledgments

This work was supported by the Troy Resources Ltd (Reinarda Mineração Ltda) and is published with permission. The authors would like to thank the Andorinhas Project geology team, in particular Augusto Mol, Ezequiel Costa e Silva, Wilson Bastos, Adriane Felipe and Natanael Lima. We would like to thank Peter J. Doyle, VP of Troy's Exploration and Business Development, for his continued and suggestions on earlier versions of this manuscript. Souza would like to acknowledge the brazilian agency CAPES for a research grant during part of his doctoral thesis and Universidade Federal do Ceará by the reduction of work and partial removals.

Capítulo – 8

CONCLUSÃO

8. CONCLUSÃO

Embora os depósitos Mamão e Lagoa Seca possuam associações litológicas e de alterações hidrotermais distintas, é possível notar que a evolução tectônica e o controle estrutural foram os mesmos para ambos. O depósito Mamão apresenta uma evolução estrutural mais complexa do que o depósito Lagoa Seca, mostrando praticamente toda a história tectônica evolutiva da área do *greenstone belt* Andorinhas, com exceção da fase Dn que não foi reconhecida em seus domínios. Já o depósito Lagoa Seca mostra claramente a evolução tectônica das fases D3 e D4. É provável que este depósito tenha sido atingido pelas fases D1 e D2, tal qual o depósito Mamão, entretanto, estas fases podem ter destruídas devido aos eventos subsequentes de forma a torná-los imperceptíveis.

Dentre as fases de evolução tectônica observadas no *greenstone belt* Andorinhas, é possível correlacionar as fases D2 e D3 (e os lineamentos L3 e L4, respectivamente) como sendo as fases que controlam a estruturação das mineralizações auríferas da região. Portanto, estas são as estruturas que devem ser prospectadas em busca de novos e potenciais depósitos na auríferos na extensão da região do *greenstone belt* Andorinhas.

A análise deformacional sugere que a fase Dn tenha se formado em um sistema de cisalhamento puro extensional e a fase D1 em um sistema compressional com cinemática predominantemente transpressional e movimentação reversa. As fases D2 e D3 são relacionadas com deformação por cisalhamento simples, com predominância de falhas de rejeito direcional oblíqua transpressiva de cinemática dextral (fase D2) e falhas de rejeito direcional a transcorrentes de cinemática sinistral (fase D3). A fase D4 marca um regime extensional de cisalhamento puro, que apenas afeta toda a pilha estratigráfica na forma de falhas de rejeito de mergulho normais de alto ângulo.

As zonas mineralizadas destes depósitos podem ser interpretadas como parte de um conjunto de zonas de cisalhamento anastomosadas, com mergulhos variados, formando *splays* provavelmente ligadas a uma grande zona de cisalhamento profunda (*detachment fault*), abrindo oportunidade para presença de novas mineralizações em profundidades maiores do que a investigada até o presente.

A diferença entre a atuação da alteração hidrotermal nos depósitos Mamão e Lagoa Seca reflete provavelmente a diferença entre a ambiência estrutural e a associação litológica típica para de cada um dos depósitos, refletindo em uma paragênese distinta aos dois casos. O depósito Mamão se caracteriza pela presença de veios de quartzo com ouro livre, encaixado em uma zona de cisalhamento de moderado ângulo, fortemente afetada por processos tectônicos

superimpostos e por uma alteração hidrotermal influenciada pela reação do(s) fluido(s) mineralizador(es) com suas rochas encaixantes metabásicas. Assim, a zonação hidrotermal reflete a mineralogia de cada zona, que é composta de uma zona distal de clorita-epidoto-albita; uma zona intermediária com carbonato-albita-clorita-quartzo; uma zona proximal composta por biotita-quartzo-carbonato-pirita-(ouro) e a zona de minério composta por veio de quartzo com carbonato-pirita-(ouro).

O depósito Lagoa Seca se caracteriza pela presença de um halo de alteração hidrotermal que está associado à zonação interna da zona de cisalhamento hospedeira, sendo este fato mais determinante do que o fator litológico atípico, característico deste depósito. A mineralização se caracteriza pela disseminação de sulfetos contendo ouro ao longo de áreas específicas dentro da referida zona de cisalhamento. A alteração hidrotermal inicia com um halo distal composto por clorita-epidoto-carbonato, preenchendo a borda externa da zona de cisalhamento, que grada para uma zona intermediária definida pela presença da alteração propilítica anterior acrescida de uma moderada silicificação. Na porção mais interna da zona de cisalhamento localiza-se a zona de alteração proximal, composta por alteração potássica com biotita, magnetita, carbonato e anfibólio, e pelo início de uma sulfetação disseminada e início da presença de ouro. A zona de minério é a parte mais central da zona de cisalhamento, fortemente afetada por sulfetação, potassificação e pelo desaparecimento de magnetita, onde o ouro está presente nesta zona na forma de inclusões em piratas (localmente calcopiratas).

O magnetismo toleítico que gerou as rochas metavulcânicas do depósito Mamão desenvolveu basaltos de margens continentais, formados por fusão parcial de um manto empobrecido, provavelmente com material reciclado de uma crosta continental antiga. A geoquímica das rochas encaixantes do depósito Lagoa Seca indica que elas foram derivadas de arcos continentais produzidos por processos de subducção.

Os padrões de ETR das rochas do depósito Mamão mostram pouco fracionamento ao passo que amostras do depósito Lagoa Seca mostram moderado a forte fracionamento. Anomalias de európio não são frequentemente observadas em todo o perfil, sugerindo que os ETR sofreram pouca modificação durante o evento hidrotermal. A relação La/Sm é baixa em todo o perfil, indicando que esses elementos apresentam padrões enriquecidos em ETRL e padrões empobrecidos em ETRP. Em geral, os resultados da geoquímica dos ETR permite inferir que houve pouca interação entre as rochas encaixantes e o fluido hidrotermal mineralizador canalizado nos dois depósitos.

As análises de química mineral através de microsonda eletrônica (EPMA) mostraram que os principais minerais hidrotermais dos depósitos Mamão e Lagoa Seca apresentam

bastante semelhanças, sugerindo um processo de gênese correlato. No depósito Mamão, as cloritas foram classificadas como ripidolita e brungsvita, micas são do tipo annita, anfibólios são Fe-Mg-hornblenda e actinolita, sulfeto é a pirita acompanhada por traços de calcopirita-pirrotita-cobaltita-esfalerita, ouro é classificado como electrum (média de 93.33% Au, com razão Au/Ag de 16.26). No depósito Lagoa Seca as cloritas são classificadas como brungsvita, as micas são do tipo flogopita, os anfibólios do tipo actinolita-tremolita à Mg-hornblenda, os sulfetos são pirita-calcopirita-galena-pirrotita-milerita, e o ouro é classificado como electrum (média de 89.53% Au, com razão Au/Ag de 6.95). Toda a mineralogia neste estudo é compatível com a paragênese esperada para depósitos auríferos do tipo orogênicos, inclusive a presença de electrum com alta pureza em ouro.

As temperaturas da alteração hidrotermal foram calculadas usando o geotermômetro de clorita, por duas metodologias distintas, e indicaram variação de 260°C a 341°C para o depósito Mamão e de 269°C a 353°C para o depósito Lagoa Seca. O geobarômetro da biotita foi utilizado apenas no depósito Mamão e retornou pressões entre 1,12 a 1,34 kbar para a formação das zonas mineralizadas. Estes resultados se mostram compatíveis com os obtidos por Huhn (1992) com o uso de inclusões fluidas no depósito Babaçu (depósito correlato), que retornou temperaturas de 220° to 360° e pressões de 1.3 to 1.9 kbar.

Os diagramas obtidos pelas razões As-Co-Ni e (Fe+S)-As analisados a partir de piritas mineralizadas dos depósitos Mamão e Lagoa Seca, permite inferir a fonte dos fluidos hidrotermais como sendo de origem metamórfica com indícios de uma mistura a partir de fluidos magmáticos. Fluidos metamórficos podem ter sido canalizados através das zonas de cisalhamento que cortam os dois depósitos, oriundos de uma fonte crustal profunda, acrescidos por contribuições magmáticas provavelmente geradas durante a evolução da granitogênese Arqueana TTG dominante na região estudada. Neste contexto, não podemos descartar contribuições de fontes magmáticas Paleoproterozóicas anorogênicas, também comuns na área de estudo. Entretanto, os dados isotópicos de T_{DM} e ϵNd obtidos em rochas hospedeiras hidrotermalizadas em ambos os depósitos mostram uma evolução compatível com fontes mantélicas depletadas, o que parece corroborar para apontar as rochas TTG como mais provável fonte magmática.

Dados isotópicos $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ obtidos em calcitas dos depósitos Mamão e Lagoa Seca mostraram valores compatíveis com aqueles obtidos em fluidos de origem metamórfica, reforçando a provável origem orogênica para as mineralizações.

Datações realizadas pelo método da isócrona Sm-Nd obtiveram idades de 2952 ± 14 Ma para as hospedeiras do depósito Mamão e 2867 ± 40 Ma para as hospedeiras do depósito Lagoa

Seca. A mineralização aurífera no depósito Mamão foi previamente datada em 2971 ± 95 Ma (Pb-Pb em pirita), entretanto, uma segunda idade de 2446 ± 35 Ma (Sm-Nd em pirita tardia) foi encontrada neste trabalho, sugerindo um novo pulso mineralizador mais recente. Infelizmente, não foi possível obter uma idade para a mineralização do depósito Lagoa Seca. Contudo, os dados obtidos para o depósito Mamão o colocam como o depósito aurífero mais antigo do Domínio Rio Maria do Cráton Amazônico, sendo estes uns dos poucos depósitos orogênicos Mesoarquenos descritos na literatura.

Capítulo – 9

BIBLIOGRAFIA

9. BIBLIOGRAFIA

- Abreu, F.A.M., Gorayeb, P.S.S., Hasui, Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: Simpósio De Geologia Da Amazônia, 4., Belém. Resumos expandidos. Belém: SBG, p. 1-4.
- Adomako-Ansah, K., Mizuta, T., Ishiyama, D., Hammond, N. 2017. Nature of ore-forming fluid and formation conditions of BIF-hosted gold mineralization in the Archean Amalia *Greenstone Belt*, South Africa: Constraints from fluid inclusion and stable isotope studies. *Ore Geology Reviews*, **89**: pp.609-626.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Neves, B.B.B., Fuck, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, 1977. Atas... Campina Grande, SBG, p. 363-391.
- Almeida, J.A.C. 2005. Geologia, petrografia e geoquímica do granito anorogênico Bannach, Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, Pará. Dissertação de Mestrado – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 184 p.
- Almeida, J.A.C., Dall’Agnol, R., Leite, A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-*greenstone* terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **42**: 103-126.
- Almeida, J.A.C., Dall’Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-*greenstone* terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**: 201-221.
- Almeida, J.A.C., Oliveira, M.A., Dall’agnol, R., Althoff, F.J., Borges, R.M.K. 2008. Relatório de mapeamento geológico na escala 1:100.000 da Folha Marajoara (SB-22-ZC V), Programa Geobrasil, CPRM e Serviço Geológico do Brasil. 147 p.
- Althoff, F.J., Barbey, P., Boullier, A.M. 2000. 2.8 and 3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**: 187-206.
- Althoff, F.J., Barbey, P., Boullier, A.M., Dall'agnol, R. 1994. Regime tectônico e composição dos granitóides arqueanos da região de Marajoara. In: Simpósio De Geologia Da Amazônia, 4., Belém. Resumos expandidos. Belém: SBG-Núcleo Norte. p. 291-294.
- Althoff, F.J., Barbey, P., Dall'agnol, R., Boullier, A. M. 1997. Metassedimentos arqueanos marcadores da evolução da crosta continental no Cráton Amazônico. In: Congresso de

- Geoquímica dos Países de Língua portuguesa, Braga. Actas. Braga: Universidade do Minho / Sociedade Geológica de Portugal / Sociedade Brasileira de Geoquímica. p. 15-18.
- Althoff, F.J., Barbey, P., Macambira, M.J.B., Scheller, T., Leterrier, J., Dall'agnol, R., Lafon, J.M. 1998. La croissance du craton sud-amazonien (région de Rio Maria, Brésil). In: RÉUNION DES SCIENCES DE LA TERRE. Resumés. Brest, Société Géologique de France, p. 62.
- Alvarenga, C.J.S., Moura, C.A.V, Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M. 2000. Paraguai and Araguaia belts. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (eds.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, FINEP, p 183-193.
- Anand, R., Balakrishnan, S., Kooijman, E., Mezger, K. 2014. Neoproterozoic crustal growth by accretionary processes: Evidence from combined zircon–titanite U–Pb isotope studies on granitoid rocks around the Huttu *greenstone belt*, eastern Dharwar Craton, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, **79**: 72–85.
- Arndt, N. T. & Nisbet, E. G. 1997. What is a komatiite? In: ARNDT, N. T., NISBET, E. G. (Edit.) Komatiites. London: George Allen & Unwin, p. 19-27.
- Avelar, V.G. 1996. Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão, do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental. Belém, Universidade Federal do Pará. CG. 199 p. Dissertação de Mestrado.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correio Jr., F.C., Macambira, E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*. **29(2)**: 454-460.
- Barbosa, A. A., Lafon, J. M., Neves, A. P., Vale, A. G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo proterozóico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**: 147-164.
- Barth, M. G. 2007. Composition and Evolution of Lithosphere. Universitat Mainz.
- Bateman, R., Costa, S., Swe, T., Lambert, D. 2001. Archaean mafic magmatism in the Kalgoorlie area of the Yilgarn Craton, Western Australia: a geochemical and Nd isotopic study of the petrogenetic and tectonic evolution of a *greenstone belt*. *Precambrian Research*, **108**: 75–112.
- Bettencourt, J.S., Juliani, C., Xavier, R.P., Monteiro, L.V.S., Bastos Neto, A.C., Klein, E.L., Assis, R.R., Leite Jr., W.B., Moreto, C.P., Fernandes, C.M.D., Pereira, V.P. 2016. Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, **68**: 22-49.

- Cabanis, B., & Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Ser. 2*, **309**: 2023-2029.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**: 471-485.
- Condie, K.C. 1981. *Archean Greenstone Belts*. Amsterdam, Elsevier, 435p.
- Condie, K.C. 1994. *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier, 528p.
- Condie, K.C. 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, **79**: 491–504.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados Geocronológicos. II Congresso Geológico Chileno, Arica, Chile, Actas, p. 137-148.
- Cordeiro, A.A.C. & Saueressig, R. 1980. Serra das Andorinhas: geologia e principais ocorrências de ouro. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 31., 1980, Camboriú. Resumos das comunicações. Camboriu: SBG, p. 344.
- Cordeiro, A.A.C. 1982. Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: Simpósio De Geologia Da Amazônia, 1., Belém. Anais... Belém: SBG Núcleo Norte, v. 1, p. 45-49.
- Costa e Silva, E., Silva, A.M., Toledo, C.L.B., Mol, A.G., Otterman, D.W., Souza, S.R.C. 2012. Mineral Potential Mapping for Orogenic Gold Deposits in the Rio Maria Granite *Greenstone* Terrane, Southeastern Pará State, Brazil. *Economic Geology*, **107**: 1387–1402.
- Cousens, B., Facey, K., Falck, H. 2002. Geochemistry of the late Archean Banting Group, Yellowknife *greenstone belt*, Slave Province, Canada: simultaneous melting of the upper mantle and juvenile mafic crust. *Can. J. Earth Sci.*, **39**: 1635-1656.
- Dall’Agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros, C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton: Magmatism, Crustal Evolution and Metallogenesis of the Amazonian Craton Symposium, PRONEX-UFPA/SBG-NO, Abstracts Volume and Field Trips Guide, Belém, Brazil, 150 p.
- Dall’Agnol, R., Rämö, O.T., Magalhães, M.S., Macambira, M.J.B. 1999. Petrology of the Anorogenic, Oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**: 431-462.
- Dall’Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granties of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, **80**: 101-129.

- Dall'agnol, R. & Oliveira, D. C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**: 215-233.
- Dall'agnol, R., Vieira, E.A.P., Sá, C.A.S., Medeiros, H., Gastal, M.C.P., Teixeira, N.P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**: 11-23.
- Dardenne, M. A. & Schobbenhaus, C. 2001. Metalogênese do Brasil. CPRM/UnB, Editora UnB, 392p.
- De Paolo, D.J. 1981. Trace Element and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **53**: 189-202.
- De Wit, M.J. & Ashwal L.D. (Eds.), 1997. *Greenstone belts*. Oxford Monograph on Geology and Geophysics. Clarendon Press, Oxford, 809p.
- Dias, G.S., Macambira, M.J.B., Dall'Agno, R., Soares, A.D.V., Barros, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabros: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás-Pará. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém, Resumos Expandidos, p. 376-379.
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás, Pará: Sociedade Brasileira de Geologia, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Brazil, Volume Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerai, Anexos, p. 11-54.
- Dreher, A., Xavier, R., Taylor, B., Martini, S. 2008. New geologic, fluid inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, **43(2)**: 161-184.
- Ducart, D.F., Crósta, A.P., Souza Filho, C.R., Coniglio, J. 2006. Alteration Mineralogy at the Cerro La Mina Epithermal Prospect, Patagonia, Argentina: Field Mapping, Short Wave Infrared Spectroscopy, and ASTER Images. *Economic Geology*, **101**: 981-996.
- Eilu, P., Mathison, C., Groves, D., Allardyce, W. 1999. Atlas of alteration assemblages, styles and zoning in orogenic lode-gold deposits in a variety of host rock and metamorphic settings. Department of Geology and Geophysics, The University of Western Australia, Publication No 30. 64 p.
- Figueiredo, A.J.A., Souza, J.O., Olivatti, O. 1994. Conceição do Araguaia – Folha SC. 22-X-B – Estado do Tocantins/Pará. Escala 1:250.000. Textos explicativos. Brasília: CPRM, 113 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).

- Foster, M.D. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *Geol. Surv. Prof. Pap.* 414-A.
- Frimmel, H. 2014. A Giant Mesoarchean Crustal Gold-Enrichment Episode: Possible Causes and Consequences for Exploration. *Society of Economic Geologists. Special Publication*, **18**: 209–234.
- Galarza, M.A. & Macambira, M.J.B. 2002. Geocronologia e evolução crustal da área do depósito de Cu–Au gameleira, província mineral de Carajás (pará), Brasil. *Geol USP Série Científica*, **2**: 143–159.
- Galarza, M.A., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B. 2006. Idades Pb-Pb das Mineralizações Auríferas dos depósitos Amapari (Amapá), Igarapé Bahia (Carajás) e Mamão (Rio Maria), Amazônia Oriental. In: IX Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 19 a 23 março. Resumos Expandidos.
- Galarza, M.A., Macambira, M.J.B., Villas, R.N. 2008. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe oxide–Cu–Au–U–REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás mineral province, Pará state, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**: 377–397.
- Gastal, M.C.P. 1987. Petrologia do Maço Granítico Musa. Sudeste do Pará. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade federal do Pará. 316 p.
- Gaudette, H.E., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Moura, C.A.V., Scheller, T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U–Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. *J. South. Amer. Earth Sci.*, **11**: 351–363.
- Gioia, S.M.C.L. & Pimentel, M.M. 2000. The Sm–Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Ciênc*, **72(2)**: 219–245.
- Glikson, A.Y. 1976. Stratigraphy and evolution of primary and secondary *greenstones*: significance of data from southern hemisphere shields. in: *Early History of the Earth* (ed. B.F. Windley), pp. 257–278. Wyllie and Sons, London.
- Glikson, A.Y. 2001. The Astronomical Connection of Terrestrial Evolution: Crustal Effects of Post-3.8 Ga Mega-Impact Clusters and Evidence for Major 3.2 ± 0.1 Ga Bombardment of the Earth–Moon System. *Journal of Geodynamics*, **32**: 205–229.
- Goldfarb, R.J. & Groves, D.I. 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, **233**: 2–26
- Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R., Gosselin, P. 2005. Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes, In: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 407–450.

- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Gardoll, S. 2001. Orogenic Gold and geologic time: a global synthesis: *Ore Geology Reviews*, **18**: 1-75.
- Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., Abreu, F.A.M. 2008. Geologia do Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas e Região Adjacente. In: Gorayeb P.S.S. (ed.) Parque Martírios - Andorinhas: Conhecimento, História e Preservação. Belém, EDUFPA, p. 54-75.
- Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., Arcanjo, S.H.S. 2000. Granitogenesis events in the Porto Nacional-Palmas-Paraiso do Tocantins region, Tocantins Province, Brazil. In: SBG, International Geological Congress, 31, Anais, 1 CD-Rom
- Grainger, C.J., Groves, D.I., Tallarico, F.H.B., Fletcher, I.R. 2008. Metallogensis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralisation. *Ore Geology Review*, **33**: 451-489
- Gregory, M.J., Lang, J.R., Gilbert, S., Hoal, K.O. 2013, Geometallurgy of the Pebble copper-gold-molybdenum deposit, Alaska: Implications for gold distribution and paragenesis. *Economic Geology*, **108**: 463–482.
- Groves, D.I. & Santosh, M. 2016. The giant Jiaodong gold province: The key to a unified model for orogenic gold deposits? *Geoscience Frontiers*, **7**: 409-417.
- Groves, D.I., Goldfarb R.J., Santosh, M. 2016. The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc settings. *Geoscience Frontiers*, **7**: 303-314.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**: 7–27.
- Groves, D.I., Santosh, M., Goldfarb, R.J., Zhang, L. 2018. Structural geometry of orogenic gold deposits: Implications for exploration of world-class and giant deposits. *Geoscience Frontiers*, **9**: 1163-1177.
- Hagemann, S.G. & Cassidy, K.F. 2000. Archean orogenic lode gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, **13**: 9–68.
- Hanski, E., Huhma, H., Vuollo, J. 2005. SIMS zircon ages and Nd isotope systematics of the 2.2 Ga mafic intrusions in northern and eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, **82**: 31–62.
- Harraden, C. L., McNulty, B.A., Gregory, M.J., Lang, J.R. 2013. Shortwave Infrared Spectral Analysis of Hydrothermal Alteration Associated with the Pebble Porphyry Copper-Gold-Molybdenum Deposit, Iliamna, Alaska. *Economic Geology*, **108**: 483-494.

- Hasui, Y., Abreu, F.A.M., Silva, J.M.R. 1977. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências, São Paulo*, **8**: 107-118.
- Herrmann, W., Blake, M., Doyle, M., Huston, D., Kamprad, J., Merry, N. Pontual, S. 2001. Short wave length infrared (SWIR) spectral analysis of hydrothermal alteration zones associated with base metal sulfide deposits at Rosebery and Western Tharsis, Tasmania, and Highway Reward, Queensland. *Economic Geology*, **96**: 939-955.
- Hofmann, P.F. 1990. Precambrian geology and tectonic history of North America. In: The Geology of North America: an Overview. The Geology of North America, Vol. A, Geological Society of America, pp. 447-512.
- Hronsky, J.M.A., Groves, D.I., Loucks, R.R., Begg, G.C. 2012. A unified model for gold mineralisation in accretionary orogens and implications for regional-scale exploration targeting methods. *Mineralium Deposita*, **47**: 339–358.
- Huhn, S.R.B. 1992. Geologia, controle estrutural e gênese do depósito aurífero Babaçu, região de Rio Maria, sul do Pará: Unpublished M.Sc. thesis, Brasília, Universidade de Brasília, 169 p.
- Huhn, S.R.B., Martins, L.P.B., Montalvão, R.G.M. 1986. Caracterizações petrográficas, texturais e estruturais dos fluxos máfico-ultramáficos do “*greenstone belt*” Seringa, sul do estado do Pará. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 34., 1986, Goiânia. Anais... Goiânia: SBG, v. 2, p. 648-662.
- Huhn, S.R.B., Santos, A.B.S., Amaral, A.F., Ledshan, E.J., Gouvêa, J.L., Martins, L.P.B., Montalvão, R.G.M., Costa V.G. 1988. O terreno granito-*greenstone* da Região de Rio Maria, sul do Para. In: Cong Brás Geol 35, Anais, Belém, SBG, v.3, p. 1438-1452.
- Jost, H., Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Tassinari, C.C.G., Martins, R. 2010. A U–Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás *greenstone belt*, Goiás, Central Brazil. *Ore Geology Reviews*, **37**: 127-139.
- Kerrich, R., Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Garwin, S. 2000. The geodynamics of world-class gold deposits: Characteristics, space-time distribution, and origins. *Reviews in Economic Geology*, **13**: 501–551.
- Kolb, J., Dziggel, A., Schlatter, D.M. 2013. Gold occurrences of the Archean North Atlantic craton, southwestern Greenland: A comprehensive genetic model. *Ore Geology Reviews*, **54**: 29–58.
- Kranidiotis, P. & Maclean, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, **82**: 1898-1911.

- Labrosse, S. & Jaupart, C. 2007. Thermal Evolution of the Earth: Secular Changes and Fluctuations of Plate Characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, **260**: 465-481.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, **61**: 295-321.
- Leite, A.A.S., Dall’Agnol, R., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J. 2004. Geologia e Geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, Cráton Amazônico: *Revista Brasileira de Geociências*, **34**: 447-458.
- Leite, A.S.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. 330 p. Tese DE Doutorado – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Lowe, D.R. 1994. Accretionary history of the Archean Barberton *greenstone belt* (3.55–3.22 Ga), southern Africa. *Geology*, **22**: 1099–1102.
- Macambira, M.J.B. & Dall’agnol, R. 1997. Zircon age for the Paleoproterozoic Jamon granite, SE Carajás Province, Brazil: new evidence of rocks older than 3.1 Ga in the Amazonian craton. In: South-American Symposium On Isotope Geology, June 15-18, 1997, Campos do Jordão. Extended abstract... Campos do Jordão, SP: CPGEO-IG/USP, p. 186-187.
- Macambira, M.J.B. & Lancelot, J.R. 1991. História arqueana da região de Rio Maria, SE do estado do Pará, registrada em zircões detríticos de *greenstone belt* e de cobertura plataformal. In: Simpósio De Geologia Da Amazônia, 3., 1991, Belém. Anais: SBG Núcleo Norte, p. 59-69.
- Macambira, M.J.B. & Lancelot, J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **38**: 1134-1142.
- Macambira, M.J.B. 1992. Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L’Amazonie du sud-est, exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajas, Brésil. Montpellier, Université Montpellier II-France. 212 p. Tese de Doutorado.
- Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., Pidgeon, R.T. 1998. Crescimento crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. In: Congresso

- Brasileiro De Geologia, 40., 1998, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG Núcleo Minas Gerais, p. 55.
- Machado, N., Lindenmayer, Z.G., Krogh, T.E., Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354.
- Medeiros, H. & Dall'Agnol, R. 1988. Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. Anais de Congresso Brasileiro de Geologia. SBG. v 3, p.1488-1499.
- Medeiros, H. 1987. Petrologia da porção leste do maciço granodiorítico Rio Maria, Sudeste do Pará. Belém, UFPA. Centro de Geociências. 166p. Dissertação de Mestrado.
- Middlemost, E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, **37**: 215–244.
- Mishra, B., Pruseth, K.L., Hazarika, P., Chinnasamy, S.S. 2018. Nature and source of the ore-forming fluids associated with orogenic gold deposits in the Dharwar Craton. *Geoscience Frontiers*, **9**: 715-726.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Juliani, C., Souza Filho, C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, **46**:789–811.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Creaser, R.A., DuFrane, S.A., Tassinari, C.C.G., Sato, K., Kemp, A.L.S., Amaral, W.S. 2015. Neoproterozoic and Paleoproterozoic iron oxide-copper-gold events at the Sossego Deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb geochronological evidence. *Economic Geology*, **110(3)**: 809-835.
- Moura, C.A.V. & Gaudette, H.E. 1993. Evidence of Brasiliano/Pan African deformation in the Araguaia belt: Implication for Gondwana evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, **23(2)**: 117-123.
- Myers, J.S. & Kröner, A. 1994. Archean Tectonics: Continental Deformation. (ed) Paul L Hancock, Pergamon Press, Oxford, p. 355-369.
- Nadeau, O., Stevenson, R; Jébrak, M. 2014. The Archean magmatic-hydrothermal system of Lac Shortt (Au-REE), Abitibi, Canada: Insights from carbonate fingerprinting. *Chemical Geology*, **387**: 144-156.
- Nascimento, J.A.S. & Biagini, D.O. 1988. Conhecimento atual da jazida de ouro de Lagoa Seca, sul do Pará. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 35. Anexo aos anais. Belém: CVRD/SBG, 1988. p. 143-157.

- Neves, A.P. & Vale, A.G. 1999. Redenção: folha SC.22-X-A. Estados do Pará e Tocantins, escala 1:250.000. Brasília: DNPM/CPRM. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- Neves, M.P. 2006. Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. Centro de Geociências, UFPA (dissertação de mestrado), 104p.
- Newman, A. 1987. Chemistry of Clays and Clay Minerals, New York, John Wiley & Sons, Mineralogical Society Monograph.
- Nguimatsia, F.W.D., Bolarinwa, A.T., Yongue, R.F., Ndikumana, J. D., Olajide-Kayode, J.O., Olisa, O.G., Abdu-Salam, M.O., Kanga, M.A., Djou, E.S. 2017. Diversity of Gold Deposits, Geodynamics and Conditions of Formation: A Perspective View. *Open Journal of Geology*, **7**: 1690-1709.
- Oliveira, C. G. 1993. Interação entre os processos de deformação, metamorfismo e mineralização aurífera durante a evolução da zona de cisalhamento de diadema, sul do Pará. Unpublished M.Sc. thesis. Universidade de Brasília, Brasília. 187p.
- Oliveira, C.G.; Santos, R.V.; Leonardos, O.H. 1995. Geologia e mineralização aurífera do *greenstone belt* Sapucaia, sudeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**: 61-91.
- Oliveira, M.A. 2005. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granodiorito Sanukitóide Arqueano Rio Maria e Rochas Máficas Associadas, Leste de Bannach-PA. Universidade Federal do Pará. 149p. Dissertação de Mestrado
- Oliveira, M.A., Dall’Agnol, R., Almeida, J.A.C. 2011. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite and the discrimination of sanukitoid series. *Lithos*, **127**: 192-209.
- Oliveira, M.A., Dall’agnol, R., Althoff, F.J. 2006. Petrografia e Geoquímica do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e comparações com as demais ocorrências no terreno Granito-Greenstone de Rio Maria-Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **36 (2)**: 313-326.
- Oliveira, M.A., Dall’agnol, R., Althoff, F.J., Leite, A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **27**: 146-160.
- Otto, A., Dziggel, A., Kisters, A.F.M., Meyer, F.M. 2007. The New Consort Gold Mine, Barberton *greenstone belt*, South Africa: Orogenic gold mineralization in a condensed metamorphic profile. *Mineralium Deposita*, **42(7)**: 715-735.

- Paixão, M.A.P. & Nilson, A.A. 2002. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. In: Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (Ed.). Contribuições à geologia da Amazônia. Belém: SBG-Núcleo Norte, v. 3, p. 85-103.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, 230-249p.
- Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100(1-4)**: 14-48.
- Phillips, G.N. 1993. Metamorphic fluids and gold. *Mineralogical Magazine* 57, 365–374.
- Pimentel, M.M. & Machado, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria, Pará. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 38. Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos. Camboriú, SBG. p. 390-391.
- Polat, A., Kokfelt, T., Burke, K. C., Kusky, T., Bradley, D., Dziggel, A., Kolb, J. 2016. Lithological, structural, and geochemical characteristics of the Mesoarchean Târtog *greenstone belt*, South-West Greenland, and the Chugach-Prince William accretionary complex, southern Alaska: Evidence for uniformitarian plate-tectonic processes. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **53 (11)**: 1336-1371.
- Poulsen, K.H., Robert, F., Dube, B. 2000. Geological classification of Canadian gold deposits. Geological Survey of Canada Bulletin 540 (106 p).
- Ramö, O., Dall'agnol, R., Macambira, M.J.B., Leite, A.A.S., Oliveira, D.C. 2002. 1.88 Ga oxidized A- type granites of the Rio Maria region, eastern Amazonian craton: Positively anorogenic!. *The Journal of Geology*, **110**: 603-610.
- Ramos, J.F.F., Moura, C.A.V., Melo, C.F., Pereira, J.L., Serique, J.S.C.B, Rodrigues, R.M. 1984. Uma discussão sobre sequências sedimentares tidas como formação Rio Fresco, Sudeste do Pará. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 33., 1984, Rio de Janeiro. Anais..., Rio de Janeiro: SBG, v. 2, p. 862–872.
- Reis, F.N., Macambira, M.L.B, Villas, R.N., Krymsky, R. 2001. Estudo isotópico do depósito CuproAurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. Resumos expandidos... Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- Réquia, K., Stein, H., Fontboté, L., Chiaradia, M. 2003. Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper–gold deposit. Carajás Mineral Province, north Brazil. *Mineralium Deposita*, **38**: 727–738.

- Rolando, A.P. & Macambira, M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador. Expanded Abstracts. Salvador: CD-ROM.
- Ross, P.S. & Bédard, J.H. 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **46(11)**: 823-839.
- Santos, A. & Pena Filho, J.I.C. 2000. Xinguara: folha SB.22-Z-C. Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A. *et al.*, (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p.169-226, il.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research*. **3(4)**: 453–488.
- Santos, M.D. 1995. O papel dos granitóides na gênese dos depósitos de ouro tipo lode arqueano: caso da jazida do Cumaru-PA. 1995. 157 f. Tese de Doutorado - Universidade de Brasília, Brasília.
- Santos, M.D., Leonardos, O.H., Foster, R.P., Fallick, A.E. 1998. The lode-porphyry model as deduced from the Cumaru mesothermal granitoid-hosted gold deposit, southern para, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28 (3)**: 327-338.
- Silva A.M, Pires A.C.B, Mccafferty A., Moraes R.A.V., Xia, H. 2003. Application of airborne geophysical data to mineral exploration in the uneven exposed terrains of the Rio das Velhas Greenstone Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **33(2)**:17-28.
- Silva, A.R.C., Villas, R.N.N., Lafon, J.M., Craveiro, G.S. 2012. Idade da alteração e mineralização do depósito de Cu-Au Visconde, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. In: 46th Congresso Brasileiro de Geologia, Santos.
- Silva, C.M.G., Macambira, M.J.B., Villas, R.N.N. 2001. Depósito de Cu-Au de Águas Claras: Resultados Geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr, Serra dos Carajás, Pará. In: Simpósio De Geologia Da Amazonia, 7., Belém, 2001. Resumos Expandidos. Belém, SBG. (CD-ROM).
- Soares, A.D.V., Macambira, M.J.B., Santos, M.G.S., Vieira, E.A.P., Massoti, F.S., Souza, C.I.J., Padilha, J.L., Magni, M.C.V. 2001. Depósito Cu-(Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: Idade da mineralização com base em análises Pb-Pb em sulfetos (dados preliminares). In: 7th Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém.

- Souza, C.S. 1999. Gênese e controle do depósito aurífero de Lagoa Seca, *Greenstone Belt* de Andorinhas, Rio Maria, PA. Unpublished M.Sc. thesis. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Souza, J.O. & Moreton, L.C. 1995. Xambioá, folha SB.22-Z-B: Estados do Pará e Tocantins. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 84 p. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- Souza, S.R.C., Botelho, N.F., Dantas, E.L., Reis, M.A., Viana, C.S. (No Prelo). Mineralization and Hydrothermal Alteration in the Mesoarchean Orogenic Mamão Gold Deposit, Andorinhas *Greenstone Belt*, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Review*.
- Souza, Z.S., Potrel, H., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall’Agnol, R., Oliveira, C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes of the Identidade *Belt*, an Archaean *greenstone belt* of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): Implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **109**: 293-315.
- Squire, R.J., Herrmann, W., Pape, D., and Chalmers, D.I. 2007. Evolution of the Peak Hill high-sulfidation epithermal Au-Cu deposit, eastern Australia: *Mineralium Deposita*, **42**: 489–503.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins. Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors), *Geological Society of London*, **42**: 313-345.
- Tallarico, F.H.B., Figueiredo, B.R., Groves, D.I., Kositcin, N., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2005. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás Copper-Gold *Belt*: an Archean (2.57 Ga) example of Iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Econ. Geol.*, **100**: 7-28.
- Tallarico, F.H.B., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Figueiredo, B.R., Carvalho, J.B., Rego, J.L., Nunes, A.R. 2004. Geological and SHRIMP II U-Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **39**: 68-86.
- Tappert, M., Rivard, B., Giles, D., Tappert, R., and Mauger, A. 2011. Automated drill core logging using visible and near-infrared reflectance spectroscopy: A case study from the Olympic Dam IOCG deposit, South Australia: *Economic Geology*, **106**: 289–296.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174–182.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazonico. In: Mantesso e Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do*

- Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida. São Paulo, pp. 471-486.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldés, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 2000. The Amazon Craton. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). Tectonic Evolution of South America. 31^a Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 41-95.
- Tassinari, C.C.G., Mellito, M.K., Babinski, M. 2003. Age and origin of the Cu (Au–Mo–Ag) Salobo 3A ore deposit, Carajás Mineral Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *Episodes*, **26**: 2–9.
- Teixeira A.A., Silva A.M., Pires A.C.B., Moraes R.A.V. & Souza Filho C.R. 2006. Integração e análise de dados aerogeofísicos por meio da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens e classificação não supervisionada: O exemplo do *Greenstone Belt* Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Brasileira de Geofísica*, **24(4)**: 559-572.
- Teixeira, N.P., Bettencourt, J.S., Moura, C.A.V., Dall'Agnol, R. Macambira, E.M.B. 2002. Archean crustal sources for paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb–Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, **119**: 257-275.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K. 1989. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.
- Thieblemont, D. & Tegye, M. 1994. Geochemical discrimination of differentiated magmatic rocks attesting for the variable origin and tectonic setting of calc-alkaline magmas. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie II*, **319**: 87-94.
- Thompson, A.A.B., Hauff, P.L., Robitaille, A.J. 1999. Alteration mapping in exploration: Application of shortwave infrared (SWIR) spectroscopy: *SEG Newsletter*, **39**: 16–27.
- Tischendorf, G., Forster, H.J., Gottesmann, B., Rieder, M. 2007. True and brittle micas: composition and solid-solution series. *Mineralogical Magazine*, **71(3)**: 285–320.
- Tomkins, A.G. 2013. On the source of orogenic gold. *Geology*, **41**: 1255-1256.
- Troy Resources Ltd. 2007. Andorinhas Project, Para State, Brazil. On-line <http://www.troyres.com.au/images/files/technical/Andtech1207.pdf>
- Tunussi, C. 2012. Integração de dados multifonte para caracterização das zonas de alteração hidrotermal associadas às mineralizações de ouro no *Greenstone Belt* Andorinhas, Província Mineral de Carajás. Unpublished M.Sc. thesis. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

- Uchida, E., Endo, S., Makino, M. 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, **57(1)**: 47–56.
- Van Ryt, R.M., Sanislav, I.V., Dirks, P.H.G.M., Huizenga, J.M., Mturi, M.I., Kolling, S.L. 2017. Alteration paragenesis and the timing of mineralised quartz veins at the world-class Geita Hill gold deposit, Geita *Greenstone Belt*, Tanzania. *Ore Geology Reviews*, **91**: 765–779.
- Vasquez, L.V., Rosa-Costa, L.R., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E.S., Macambira, E.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., Oliveira, J.G., Anjos, G.C., Silva, H.R. 2008. Escala 1:1.000.000. In: Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (Eds.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas e SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Organizadores. CPRM, Belém.
- Vermeesch, P. 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, **9**: 1479–1493.
- Vial, D.S., Duarte, B.P., Fuzikawa, K., Vieira, M.B.H. 2007. An epigenetic origin for the Passagem de Mariana gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **32**: 596 – 613.
- Vidal, O., Parra, T., Trotet, F. 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100° to 600°C and 1 to 25 kb range. *American J. Science*, **301**: 557–592.
- Villas, R.N. & Santos, M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **36**: 300–331.
- Wilkinson, J.J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**: 229–272.
- Wilson, J.F. 1981. The granite-gneiss *greenstone* shield, Zimbabwe. In: Hunter, D.R. (Ed.), *Precambrian of the Southern Hemisphere*. Elsevier, pp. 454–488.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**: 325–343.
- Wyman, D.E., Cassidy, K.F., Hollings, P. 2016. Orogenic gold and the mineral systems approach: Resolving fact, fiction and fantasy. *Ore Geology Reviews*, **78**: 322–335.
- Yan, Y., Zhang, N., Li, S., Li, Y. 2014. Mineral chemistry and isotope geochemistry of pyrite from the Heilangou gold deposit, Jiaodong Peninsula, Eastern China. *Geoscience Frontiers*, **5**: 205–213.
- Zane, A. & Weiss, Z. 1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei*, **9**: 51–56.

APENDICES

Alteration Sample	Distal (chl-ep-ab)											Intermediate (carb-ab-chl-qz)										
	009					085						010					086					
Analysis	37	38	39	40	41	43	44	45	46	47	48	13	14	17	18	22	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	24.78	24.75	26.52	24.93	24.35	25.62	24.63	24.88	24.56	24.42	24.87	26.55	26.37	25.73	26.29	27.10	23.63	23.47	24.03	23.83	24.23	23.90
TiO ₂	0.10	0.03	0.28	0.00	0.26	0.21	0.00	0.28	0.10	0.13	0.02	0.04	0.07	0.11	0.06	0.00	0.08	0.05	0.12	0.07	0.04	0.00
Al ₂ O ₃	18.39	18.75	17.75	18.07	17.52	19.40	19.53	20.12	19.28	19.47	20.25	18.13	19.38	19.87	19.27	18.32	19.38	18.91	19.21	19.69	19.17	19.70
FeO	26.58	25.51	25.31	25.69	26.01	28.96	29.12	28.84	28.05	28.57	28.39	20.40	19.12	17.78	19.22	20.14	29.25	27.93	27.20	27.87	27.96	28.20
MnO	0.39	0.44	0.28	0.38	0.51	0.32	0.33	0.30	0.27	0.31	0.36	0.27	0.19	0.20	0.21	0.25	0.17	0.28	0.20	0.25	0.26	0.32
MgO	12.79	13.47	12.50	13.03	12.73	14.21	13.64	14.03	13.89	13.57	14.60	18.15	18.70	19.80	19.10	18.26	11.51	11.96	11.45	11.55	12.30	11.52
CaO	0.04	0.02	0.09	0.04	0.12	0.06	0.05	0.05	0.07	0.07	0.04	0.06	0.06	0.04	0.02	0.04	0.01	0.04	0.04	0.01	0.01	0.03
Na ₂ O	0.00	0.00	0.05	0.02	0.06	0.01	0.06	0.04	0.08	0.11	0.07	0.06	0.09	0.03	0.04	0.05	0.05	0.11	0.11	0.02	0.01	0.01
K ₂ O	0.05	0.12	0.14	0.24	0.20	0.04	0.06	0.06	0.12	0.09	0.05	0.08	0.07	0.02	0.01	0.03	0.10	0.17	0.15	0.11	0.04	0.11
BaO	0.00	0.00	0.08	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.06	0.03	0.06	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.09
F	0.00	0.01	0.02	0.01	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.11	0.13	0.11	0.00	0.04	0.04	0.07	0.09	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.06	0.04	0.00	0.00	0.03
Cr ₂ O ₃	0.05	0.12	0.14	0.24	0.20	0.05	0.00	0.00	0.00	0.08	0.10	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.39	0.04	0.00	0.09
V ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.10	0.04	0.15	0.07	0.04	0.13	0.09	0.12	0.02	0.08	0.00	0.05	0.04	0.19	0.22	0.15	0.10	0.14	0.16
NiO	0.07	0.07	0.16	0.08	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.07	0.02	0.01	0.06	0.01
H ₂ O	10.63	10.68	10.71	10.57	10.39	11.26	11.03	11.23	10.96	10.97	11.23	11.01	11.12	11.16	11.26	11.18	10.54	10.38	10.43	10.58	10.66	10.60
Total	93.86	93.99	94.07	93.52	92.48	100.33	98.56	99.90	97.53	97.90	100.16	94.97	95.36	94.94	95.60	95.53	94.95	93.74	93.60	94.12	94.89	94.74
Structural Formulas - based on 28 O equivalents																						
Si	5.594	5.554	5.923	5.642	5.598	5.441	5.347	5.310	5.366	5.331	5.287	5.735	5.628	5.489	5.593	5.793	5.350	5.373	5.474	5.400	5.445	5.395
Al (vi)	2.406	2.446	2.077	2.358	2.402	2.559	2.653	2.690	2.634	2.669	2.713	2.265	2.372	2.511	2.407	2.207	2.650	2.627	2.526	2.600	2.555	2.605
Al (iv)	2.488	2.513	2.594	2.461	2.345	2.296	2.344	2.371	2.331	2.341	2.361	2.351	2.502	2.483	2.425	2.408	2.519	2.475	2.633	2.656	2.520	2.634
Mg	4.303	4.505	4.162	4.394	4.364	4.500	4.415	4.464	4.525	4.415	4.626	5.844	5.951	6.297	6.060	5.821	3.886	4.081	3.888	3.903	4.120	3.876
Fe	5.018	4.786	4.727	4.862	5.001	5.145	5.286	5.147	5.126	5.216	5.047	3.685	3.412	3.171	3.421	3.601	5.537	5.347	5.182	5.281	5.254	5.322
Ca	0.009	0.004	0.022	0.010	0.030	0.014	0.011	0.010	0.017	0.017	0.008	0.013	0.013	0.009	0.004	0.010	0.002	0.009	0.009	0.002	0.003	0.007
Na	0.000	0.000	0.021	0.007	0.025	0.005	0.025	0.018	0.032	0.046	0.028	0.023	0.036	0.014	0.018	0.019	0.024	0.048	0.047	0.010	0.003	0.004
K	0.015	0.035	0.040	0.070	0.058	0.010	0.018	0.017	0.033	0.024	0.012	0.023	0.018	0.005	0.002	0.007	0.028	0.049	0.043	0.032	0.011	0.031
(Ca+Na+K)2	0.012	0.019	0.042	0.044	0.056	0.015	0.027	0.023	0.041	0.044	0.024	0.030	0.033	0.014	0.012	0.018	0.027	0.053	0.049	0.022	0.008	0.021
Fe/(Fe+Mg)	0.538	0.515	0.532	0.525	0.534	0.533	0.545	0.536	0.531	0.542	0.522	0.387	0.364	0.335	0.361	0.382	0.588	0.567	0.571	0.575	0.560	0.579

Apêndice 1 - EPMA data for chlorite of the Mamão deposit.

Alteration	Proximal (biot-qz-carb-py)										Orebody (qz-carb-py-au)													
	011					087					012						088							
Sample	18	21	22	48	52	54	56	58	59	60	2	3	4	5	9	10	11	1	3	4	5	7	9	6
SiO ₂	26.96	26.05	25.87	27.06	27.03	26.29	26.26	27.55	27.69	26.16	24.63	24.76	25.22	24.95	26.34	25.14	25.38	26.48	26.15	26.14	26.57	25.55	27.39	26.48
TiO ₂	0.05	0.06	0.01	0.10	0.05	0.04	0.00	0.10	0.13	0.00	0.16	0.11	0.13	0.17	0.19	0.10	0.05	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.81
Al ₂ O ₃	18.78	19.63	19.16	17.99	18.45	19.06	19.16	17.11	17.02	19.68	18.73	18.95	18.68	18.89	18.65	19.23	19.18	18.86	19.12	17.86	18.48	18.78	13.41	13.30
FeO	16.61	17.70	19.93	21.66	21.22	25.41	25.28	27.06	27.17	25.44	24.49	26.42	26.43	27.23	26.86	26.63	25.50	24.98	24.70	27.29	26.86	26.58	32.81	33.75
MnO	0.18	0.20	0.05	0.19	0.12	0.00	0.20	0.18	0.18	0.15	0.20	0.12	0.16	0.18	0.10	0.10	0.24	0.29	0.45	0.36	0.27	0.32	0.57	0.97
MgO	20.90	19.62	17.23	21.15	19.97	17.15	16.39	16.46	16.69	16.42	15.08	15.55	15.80	15.81	15.07	15.90	16.32	16.51	16.24	14.94	15.51	15.26	12.59	11.77
CaO	0.11	0.01	0.03	0.12	0.09	0.02	0.02	0.06	0.00	0.00	0.10	0.06	0.02	0.00	0.00	0.04	0.03	0.06	0.06	0.08	0.03	0.43	0.21	0.74
Na ₂ O	0.09	0.01	0.06	0.01	0.09	0.04	0.00	0.03	0.00	0.01	0.14	0.00	0.05	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.06	0.03	0.05
K ₂ O	0.05	0.00	0.00	0.05	0.09	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.09	0.07	0.05	0.22	0.83	0.08	0.05	0.00	0.05	0.14	0.12	0.03	0.90	0.23
BaO	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.03	0.02	0.03	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.02	0.05	0.01	0.07	0.04	0.03	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.11	0.07	0.01	0.10	0.06	0.02	0.00	0.10	0.16	0.18	0.07	0.03	0.08	0.03	0.01	0.04	0.07	0.07
V ₂ O ₃	0.06	0.04	0.00	0.00	0.14	0.22	0.16	0.15	0.23	0.19	0.17	0.23	0.09	0.11	0.19	0.16	0.20	0.15	0.14	0.07	0.10	0.06	0.11	0.11
NiO	0.05	0.04	0.17	0.03	0.03	0.06	0.04	0.04	0.00	0.08	0.05	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00
H ₂ O	11.36	11.23	10.96	11.13	11.49	11.42	11.34	11.39	11.38	11.37	10.79	11.01	11.08	11.15	11.20	11.18	11.19	11.34	11.26	11.08	11.29	11.15	10.84	10.71
Total	95.35	94.61	93.51	99.52	98.82	99.77	98.98	100.20	100.58	99.68	94.72	97.32	97.83	98.86	99.71	98.83	98.33	98.89	98.31	98.02	99.27	98.28	99.26	99.03
Structural Formulas - based on 28 O equivalents																								
Si	5.684	5.560	5.649	5.569	5.616	5.510	5.548	5.792	5.801	5.492	5.459	5.377	5.445	5.357	5.597	5.375	5.423	5.594	5.559	5.650	5.641	5.494	6.054	5.912
Al (vi)	2.316	2.440	2.351	2.431	2.384	2.490	2.452	2.208	2.199	2.508	2.541	2.623	2.555	2.643	2.403	2.625	2.577	2.406	2.441	2.350	2.359	2.506	1.946	2.088
Al (iv)	2.351	2.497	2.581	1.933	2.133	2.218	2.319	2.030	2.004	2.360	2.352	2.226	2.199	2.134	2.267	2.219	2.252	2.289	2.348	2.200	2.264	2.252	1.546	1.410
Mg	6.569	6.242	5.611	6.491	6.186	5.359	5.164	5.157	5.213	5.140	4.983	5.032	5.086	5.060	4.772	5.067	5.199	5.199	5.148	4.813	4.909	4.891	4.147	3.916
Fe	2.929	3.160	3.640	3.728	3.687	4.455	4.466	4.758	4.760	4.468	4.540	4.797	4.773	4.889	4.773	4.761	4.556	4.413	4.392	4.934	4.769	4.779	6.064	6.300
Ca	0.024	0.002	0.007	0.026	0.020	0.005	0.004	0.014	0.000	0.000	0.024	0.015	0.004	0.000	0.000	0.010	0.007	0.014	0.014	0.019	0.007	0.099	0.049	0.176
Na	0.036	0.002	0.025	0.006	0.037	0.016	0.000	0.013	0.000	0.004	0.058	0.000	0.021	0.016	0.009	0.017	0.014	0.011	0.013	0.006	0.010	0.023	0.011	0.020
K	0.014	0.000	0.000	0.013	0.023	0.002	0.008	0.002	0.004	0.008	0.025	0.019	0.015	0.059	0.225	0.022	0.014	0.000	0.015	0.038	0.031	0.009	0.254	0.065
(Ca+Na+K)2	0.037	0.002	0.016	0.022	0.040	0.012	0.006	0.015	0.002	0.006	0.054	0.017	0.020	0.037	0.117	0.025	0.018	0.013	0.021	0.032	0.024	0.066	0.157	0.131
Fe/(Fe+Mg)	0.308	0.336	0.393	0.365	0.373	0.454	0.464	0.480	0.477	0.465	0.477	0.488	0.484	0.491	0.500	0.484	0.467	0.459	0.460	0.506	0.493	0.494	0.594	0.617

Apêndice 1 - EPMA data for Chlorite of the Mamão deposit (Cont.).

Alteration	Distal				Intermediate			Proximal								Orebody		
Type	<i>(chl-ep-ab)</i>				<i>(carb-ab-chl-qz)</i>			<i>(biot-qz-carb-py)</i>								<i>(biot-qz-carb-py)</i>		
Sample	009				086			011	087								012	
(# analysis)	1	2	3	4	1	2	3	1	1	2	3	4	5	6	7	8	1	12
SiO ₂	33.45	36.98	28.95	38.19	27.14	33.95	34.65	35.86	33.51	30.78	33.09	32.63	30.20	32.63	35.68	48.55	34.58	34.70
TiO ₂	0.84	1.54	4.17	0.78	1.81	2.04	0.34	0.83	2.12	1.16	2.15	1.89	1.91	0.73	1.91	0.15	1.48	2.20
Al ₂ O ₃	14.71	14.66	13.63	14.43	12.75	15.14	16.92	14.87	14.51	15.21	16.59	15.90	14.70	16.64	18.47	27.99	13.33	13.94
FeO	26.34	21.94	25.63	21.30	20.69	22.36	22.13	22.80	27.98	28.64	26.45	25.77	26.64	26.97	23.36	5.90	24.21	25.45
MnO	0.15	0.11	0.22	0.12	0.12	0.13	0.11	0.15	0.06	0.10	0.09	0.09	0.14	0.05	0.08	0.00	0.04	0.16
MgO	9.77	8.69	7.33	9.86	5.72	7.58	9.22	10.22	7.45	8.40	6.98	7.18	7.17	7.96	5.63	1.51	10.30	9.45
CaO	0.07	0.02	2.99	0.01	0.15	0.18	0.37	0.16	0.34	0.36	0.10	0.73	2.99	0.53	0.06	1.16	0.04	0.06
Na ₂ O	0.04	0.17	0.15	0.05	0.22	0.44	0.06	0.08	0.07	0.08	0.11	0.10	0.06	0.05	0.16	0.23	0.05	0.06
K ₂ O	7.11	9.53	3.48	9.60	8.79	9.67	9.48	7.23	8.40	7.28	8.92	8.89	7.98	8.98	9.03	9.96	8.51	8.31
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	
F	0.22	0.62	0.23	0.71	0.00	0.09	0.09	0.14	0.03	0.04	0.11	0.00	0.00	0.13	0.05	0.00	0.16	0.11
Cl	0.18	0.35	0.14	0.39	0.38	0.21	0.07	0.06	0.12	0.11	0.11	0.16	0.14	0.11	0.11	0.02	0.02	0.06
Cr ₂ O ₃	0.09	0.00	0.01	0.00	0.15	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.07	0.19	0.00	0.00	0.09
NiO	0.03	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.07	0.05	0.04	0.00
H ₂ O	3.55	3.43	3.30	3.43	2.95	3.57	3.72	3.70	3.67	3.55	3.66	3.64	3.53	3.64	3.80	4.41	3.65	3.73
Total	96.55	98.07	90.27	98.87	80.87	95.38	97.16	96.41	98.27	95.71	98.36	97.04	95.49	98.54	98.60	99.93	96.52	98.32
Structural Formulas - based on O11 [O10 + (OH, F, Cl)]																		
Si	5.424	5.816	5.038	5.923	5.349	5.547	5.501	5.686	5.407	5.135	5.304	5.311	5.082	5.251	5.561	6.599	5.556	5.484
Al iv	2.576	2.184	2.796	2.077	2.651	2.453	2.499	2.314	2.593	2.865	2.696	2.689	2.916	2.749	2.439	1.401	2.444	2.516
Al vi	0.236	0.534	0.000	0.560	0.310	0.462	0.667	0.465	0.166	0.126	0.438	0.362	0.000	0.407	0.955	3.083	0.080	0.080
Al tot	2.812	2.718	2.796	2.638	2.962	2.916	3.166	2.779	2.760	2.991	3.134	3.051	2.916	3.156	3.393	4.484	2.524	2.597
Ti	0.102	0.182	0.546	0.091	0.268	0.251	0.041	0.099	0.257	0.146	0.259	0.231	0.242	0.088	0.224	0.015	0.179	0.261
Cr	0.012	0.000	0.001	0.000	0.023	0.003	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.004	0.004	0.009	0.023	0.000	0.000	0.011
Fe	3.572	2.886	3.730	2.763	3.410	3.055	2.938	3.023	3.776	3.996	3.546	3.508	3.749	3.630	3.045	0.671	3.253	3.364
Mn	0.021	0.015	0.032	0.016	0.020	0.018	0.015	0.020	0.008	0.014	0.012	0.012	0.020	0.007	0.011	0.000	0.005	0.021
Mg	2.362	2.037	1.901	2.279	1.680	1.846	2.182	2.416	1.792	2.089	1.668	1.742	1.799	1.910	1.308	0.306	2.467	2.226
Ca	0.012	0.003	0.557	0.002	0.032	0.032	0.063	0.027	0.059	0.064	0.017	0.127	0.539	0.091	0.010	0.169	0.007	0.010
Na	0.013	0.052	0.051	0.015	0.084	0.139	0.018	0.025	0.022	0.026	0.034	0.032	0.020	0.016	0.048	0.061	0.016	0.018
K	1.471	1.912	0.772	1.899	2.210	2.015	1.920	1.462	1.729	1.549	1.824	1.846	1.713	1.843	1.795	1.727	1.744	1.675
OH*	3.838	3.598	3.832	3.549	3.873	3.895	3.936	3.914	3.952	3.948	3.914	3.956	3.960	3.904	3.946	3.995	3.913	3.929
F	0.113	0.308	0.127	0.348	0.000	0.047	0.045	0.070	0.015	0.021	0.056	0.000	0.000	0.066	0.025	0.000	0.081	0.055
Cl	0.049	0.093	0.041	0.103	0.127	0.058	0.019	0.016	0.033	0.031	0.030	0.044	0.040	0.030	0.029	0.005	0.005	0.016

Apêndice 2 - EPMA data for micas of the Mamão deposit.

Alteration	Distal				Intermediate			
Type	<i>(chl-ep-ab)</i>				<i>(carb-ab-chl-qz)</i>			
Sample	009				010			
(# analysis)	1	2	3	4	5	1	2	3
SiO ₂	46.75	48.54	48.83	47.81	48.98	49.76	49.56	52.16
TiO ₂	0.18	0.13	0.11	0.15	0.10	0.10	0.19	0.03
Al ₂ O ₃	4.88	4.61	3.80	4.68	3.98	4.19	4.32	1.57
Cr ₂ O ₃	0.00	0.13	0.00	0.19	0.00	0.35	0.00	0.07
Fe ₂ O ₃	12.84	8.51	10.26	11.56	13.69	2.30	1.53	6.99
FeO	11.45	13.56	11.45	11.73	9.98	14.12	15.67	12.72
MnO	0.43	0.33	0.37	0.42	0.22	0.38	0.35	0.24
MgO	10.17	10.67	11.59	10.73	11.58	11.61	11.25	12.67
NiO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.07
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	11.22	11.80	11.49	11.45	11.29	11.37	11.89	11.73
Na ₂ O	0.44	0.41	0.50	0.48	0.39	0.46	0.44	0.19
K ₂ O	0.28	0.21	0.17	0.31	0.19	0.57	0.33	0.08
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.10	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PbO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
H ₂ O*	2.01	2.03	2.03	2.03	2.07	1.98	1.98	2.05
Total	100.66	100.96	100.61	101.58	102.56	97.30	97.63	100.58
Structural Formulas - based on O23 [O22 + (OH)]								
Si	6.955	7.161	7.190	7.027	7.084	7.502	7.482	7.608
Al iv	0.856	0.801	0.659	0.811	0.678	0.498	0.518	0.269
Al vi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.247	0.250	0.000

Ti	0.020	0.014	0.012	0.016	0.011	0.011	0.021	0.003
Cr	0.000	0.015	0.000	0.022	0.000	0.042	0.000	0.008
Fe3+	1.437	0.945	1.137	1.279	1.489	0.261	0.173	0.767
Fe2+	1.424	1.673	1.410	1.442	1.207	1.780	1.978	1.552
Mn	0.054	0.041	0.047	0.052	0.027	0.049	0.045	0.030
Mg	2.255	2.348	2.545	2.351	2.496	2.610	2.532	2.755
Ca	1.789	1.866	1.813	1.804	1.749	1.836	1.924	1.833
Na	0.127	0.118	0.142	0.137	0.109	0.133	0.130	0.054
K	0.054	0.040	0.032	0.058	0.035	0.110	0.063	0.015
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.004	0.003	0.002	0.007	0.007	0.006	0.004	0.004
OH*	1.996	1.997	1.998	1.993	1.993	1.994	1.996	1.996
(Ca+Na) (B)	1.916	1.984	1.955	1.940	1.858	1.969	2.000	1.887
Na (B)	0.127	0.118	0.142	0.137	0.109	0.133	0.076	0.054
(Na+K) (A)	0.054	0.040	0.032	0.058	0.035	0.110	0.117	0.015
Mg/(Mg+Fe2)	0.613	0.584	0.643	0.620	0.674	0.594	0.561	0.640
Fe3/(Fe3+Alvi)	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.514	0.410	1.000

Apêndice 3 - EPMA data for amphibole of the Mamão deposit

Alteration (Type)	Sample	Mineral (# analysis)	As	S	Fe	Sb	Pb	Bi	Te	Co	Ni	Mo	Zn	Cu	Au	Ag	Total
Distal (chl-ep-ab)	004	Py - 1	0.36	49.06	42.80	0.00	0.13	0.00	0.00	0.71	0.10	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	93.30
	004	Py - 2	0.00	53.02	45.84	0.07	0.15	0.00	0.00	0.03	0.03	0.13	0.05	0.10	0.00	0.01	99.43
	004	Py - 3	0.05	52.61	46.33	0.02	0.12	0.00	0.00	0.03	0.24	0.08	0.04	0.01	0.00	0.00	99.54
	004	Py - 4	0.00	53.23	45.94	0.02	0.20	0.00	0.00	0.01	0.11	0.12	0.00	0.00	0.02	0.01	99.67
	004	Py - 5	0.00	52.82	46.44	0.00	0.19	0.00	0.00	0.05	0.03	0.16	0.00	0.05	0.00	0.00	99.76
	004	Py - 6	0.61	52.53	45.51	0.01	0.22	0.00	0.00	0.41	0.29	0.14	0.04	0.01	0.00	0.01	99.79
	004	Py - 7	0.00	52.89	46.47	0.00	0.21	0.00	0.00	0.04	0.11	0.07	0.00	0.04	0.00	0.00	99.84
	004	Py - 8	0.01	53.17	46.53	0.00	0.29	0.00	0.00	0.05	0.05	0.11	0.00	0.05	0.00	0.00	100.26
	004	Py - 9	0.01	53.61	46.08	0.05	0.22	0.01	0.00	0.02	0.08	0.14	0.00	0.05	0.00	0.02	100.28
	004	Py - 10	0.02	53.29	46.96	0.01	0.16	0.00	0.00	0.06	0.19	0.12	0.00	0.00	0.00	0.01	100.83
	004	Py - 11	0.20	54.50	45.13	0.00	0.21	0.00	0.00	0.91	0.06	0.10	0.00	0.03	0.00	0.00	101.13
	004	Py - 12	0.00	53.88	46.92	0.00	0.21	0.00	0.00	0.08	0.08	0.18	0.03	0.01	0.00	0.00	101.40
Intermediate (carb-ab-chl-qz)	010	Py - 1	0.00	50.49	45.44	0.00	0.21	0.00	0.00	0.24	0.01	0.09	0.04	0.01	0.00	0.00	96.52
	010	Py - 2	0.13	51.52	44.72	0.00	0.35	0.00	0.00	0.16	0.01	0.10	0.05	0.00	0.00	0.00	97.03
	010	Py - 3	0.00	52.86	44.40	0.03	0.22	0.00	0.00	0.17	0.02	0.12	0.09	0.00	0.00	0.02	97.95
	010	Py - 4	0.30	52.81	44.16	0.04	0.16	0.00	0.00	0.72	0.03	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	98.38
	010	Py - 5	0.00	52.57	46.11	0.01	0.20	0.00	0.00	0.06	0.00	0.11	0.00	0.03	0.00	0.02	99.12
	010	Py - 6	0.00	53.27	45.45	0.04	0.23	0.00	0.00	0.15	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.02	99.25
	010	Py - 7	0.00	53.15	45.78	0.00	0.13	0.00	0.00	0.05	0.02	0.13	0.00	0.01	0.00	0.02	99.29
	010	Py - 8	0.00	53.53	45.61	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.15	0.01	0.02	0.00	0.01	99.40
	010	Py - 9	0.00	53.41	45.85	0.02	0.14	0.00	0.00	0.05	0.00	0.08	0.03	0.03	0.00	0.00	99.61
	010	Py - 10	0.12	53.36	45.79	0.01	0.07	0.00	0.00	0.16	0.00	0.11	0.00	0.01	0.00	0.02	99.65
	010	Py - 11	0.00	53.43	46.34	0.01	0.18	0.00	0.00	0.05	0.00	0.08	0.00	0.04	0.00	0.00	100.15
	010	Py - 12	0.00	54.38	46.14	0.01	0.12	0.00	0.00	0.08	0.02	0.10	0.04	0.03	0.00	0.00	100.93
	086	Py - 1	0.00	52.53	44.05	0.02	0.17	0.00	0.00	0.05	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00	0.02	96.93
	086	Py - 2	0.00	52.67	43.90	0.00	0.14	0.00	0.00	0.13	0.00	0.11	0.05	0.00	0.00	0.01	97.01
	086	Py - 3	0.00	51.07	45.82	0.01	0.11	0.00	0.00	0.05	0.00	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	97.14
	086	Py - 4	0.00	51.75	45.23	0.02	0.13	0.00	0.00	0.05	0.07	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	97.37
	086	Py - 5	0.00	53.07	45.31	0.05	0.27	0.00	0.00	0.34	0.00	0.08	0.02	0.06	0.00	0.00	99.20
	086	Py - 6	0.00	53.33	45.94	0.03	0.18	0.00	0.00	0.10	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	99.68
	086	Cpy - 9	0.00	34.25	29.93	0.00	0.10	0.00	0.03	0.01	0.02	0.06	0.08	32.37	0.00	0.01	96.86
	086	Cpy - 12	0.00	33.81	29.79	0.00	0.10	0.00	0.01	0.30	0.00	0.08	0.31	32.73	0.47	0.03	97.62
Proximal (biot-qz-carb-py)	011	Py - 26	0.05	54.29	45.38	0.00	0.16	0.00	0.00	0.01	0.05	0.07	0.00	0.06	0.00	0.00	100.07
	011	Py - 35	0.00	54.60	44.59	0.00	0.13	0.00	0.03	0.07	0.00	0.12	0.11	0.01	0.00	0.05	99.72
	011	Py - 39	0.00	54.50	45.65	0.30	0.10	0.00	0.00	0.05	0.07	0.12	0.04	0.04	0.00	0.02	100.90
	011	Py - 41	0.00	54.17	45.51	0.12	0.17	0.00	0.02	0.03	0.02	0.07	0.00	0.03	0.00	0.00	100.15
	011	Py - 40	0.00	54.32	45.51	0.00	0.14	0.09	0.00	0.11	0.03	0.10	0.05	0.06	0.00	0.00	100.40
	011	Py - 28	0.00	53.76	46.30	0.00	0.06	0.00	0.00	0.04	0.00	0.17	0.02	0.01	0.00	0.01	100.36
	011	Py - 42	0.00	53.67	45.94	0.21	0.12	0.00	0.02	0.05	0.02	0.08	0.04	0.09	0.00	0.03	100.27
	011	Py - 45	0.74	52.96	45.59	0.00	0.11	0.00	0.00	0.07	0.03	0.15	0.00	0.04	0.00	0.00	99.68
	011	Py - 29	0.49	53.44	45.34	0.03	0.06	0.00	0.00	0.09	0.17	0.11	0.01	0.03	0.00	0.02	99.78
	011	Py - 49	0.06	53.81	45.86	0.02	0.07	0.00	0.03	0.06	0.00	0.11	0.02	0.00	0.00	0.00	100.05
	011	Py - 36	0.00	54.11	46.07	0.00	0.21	0.00	0.01	0.05	0.00	0.11	0.03	0.03	0.00	0.00	100.61
	011	Py - 34	0.00	54.32	45.76	0.00	0.20	0.00	0.00	0.07	0.04	0.10	0.04	0.05	0.00	0.01	100.58
	011	Py - 43	0.33	53.27	45.53	0.00	0.20	0.00	0.00	0.01	0.06	0.08	0.04	0.04	0.00	0.00	99.57
	011	Py - 37	1.05	52.90	45.54	0.37	0.16	0.00	0.00	0.03	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.01	100.15
	011	Py - 36	0.13	53.17	44.83	0.00	0.13	0.00	0.03	0.03	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	98.41
	011	Py - 39	0.00	40.45	59.72	0.00	0.13	0.00	0.02	0.06	0.61	0.04	0.00	0.07	0.00	0.01	101.10

	011	Py - 40	0.02	54.23	46.10	0.00	0.15	0.00	0.00	0.52	0.00	0.13	0.00	0.03	0.00	0.00	101.17
	011	Py - 48	0.00	39.50	59.90	0.05	0.20	0.00	0.00	0.07	0.11	0.10	0.00	0.03	0.02	0.00	99.98
	011	Py - 30	0.00	54.29	46.15	0.11	0.18	0.00	0.00	0.06	0.02	0.08	0.01	0.01	0.00	0.00	100.89
	011	Py - 44	0.00	39.71	58.09	0.24	0.07	0.02	0.00	0.05	0.75	0.11	0.02	0.02	0.00	0.01	99.08
	011	Py - 38	0.19	53.21	43.80	0.05	0.16	0.00	0.00	0.08	0.06	0.05	0.07	0.04	0.00	0.00	97.69
	011	Py - 37	0.22	53.15	44.86	0.00	0.14	0.02	0.01	0.11	0.15	0.12	0.03	0.03	0.00	0.00	98.83
	011	Py - 43	0.43	53.28	44.90	0.00	0.09	0.00	0.01	0.00	0.41	0.10	0.00	0.05	0.00	0.01	99.28
	011	Py - 35	0.08	53.77	45.39	0.01	0.19	0.00	0.04	0.08	0.05	0.08	0.02	0.05	0.00	0.01	99.77
	011	Py - 38	0.00	53.49	45.09	0.00	0.04	0.00	0.04	0.08	0.03	0.07	0.01	0.07	0.00	0.00	98.91
	011	Py - 33	0.22	53.76	45.67	0.00	0.19	0.00	0.00	0.07	0.04	0.13	0.06	0.04	0.00	0.00	100.16
	011	Py - 41	1.47	53.04	44.65	0.00	0.06	0.00	0.00	0.04	0.03	0.09	0.00	0.01	0.00	0.03	99.41
	011	Py - 42	0.00	53.87	45.23	0.08	0.23	0.00	0.00	0.10	0.00	0.06	0.00	0.05	0.07	0.02	99.71
	011	Py - 47	0.06	53.64	44.69	0.02	0.07	0.00	0.01	0.07	0.03	0.11	0.00	0.01	0.00	0.00	98.73
	011	Py - 27	0.00	39.74	59.02	0.15	0.10	0.00	0.00	0.07	0.12	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	99.23
	011	Py - 46	0.00	54.39	45.45	0.03	0.14	0.00	0.01	0.02	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	100.11
	011	Py - 32	0.03	51.75	45.72	0.04	0.18	0.00	0.00	0.09	0.05	0.05	0.05	0.02	0.00	0.00	97.98
	087	Po - 56	0.00	39.71	58.39	0.06	0.07	0.01	0.04	0.02	0.15	0.09	0.00	0.01	0.00	0.00	98.55
	087	Po - 58	0.03	39.26	58.78	0.00	0.27	0.00	0.02	0.06	0.11	0.08	0.00	0.00	0.01	0.00	98.62
	087	Po - 61	0.00	39.16	57.85	0.00	0.17	0.08	0.00	0.06	0.11	0.12	0.00	0.05	0.00	0.01	97.60
	087	Po - 62	0.00	39.42	58.44	0.01	0.17	0.00	0.00	0.08	0.10	0.07	0.08	0.02	0.00	0.00	98.40
	087	Po - 63	0.00	39.37	58.02	0.01	0.05	0.00	0.01	0.07	0.11	0.05	0.01	0.00	0.00	0.01	97.71
	087	Po - 64	0.00	39.74	58.04	0.03	0.09	0.00	0.03	0.05	0.10	0.08	0.03	0.04	0.00	0.00	98.22
	087	Po - 73	0.00	39.82	58.56	0.01	0.11	0.00	0.02	0.05	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	98.73
Orebody (qz-carb-py-au)	012	Py - 1	0.25	51.64	45.65	0.01	0.14	0.00	0.00	0.05	0.19	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	98.05
	012	Py - 2	0.01	52.72	45.26	0.00	0.19	0.00	0.00	0.05	0.01	0.07	0.00	0.03	0.00	0.00	98.34
	012	Py - 3	0.92	52.29	44.44	0.00	0.17	0.00	0.00	0.03	0.58	0.16	0.00	0.00	0.00	0.01	98.64
	012	Py - 4	0.13	53.20	45.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.04	0.16	0.10	0.00	0.02	0.00	0.00	98.80
	012	Py - 5	0.00	53.22	45.49	0.00	0.06	0.00	0.00	0.07	0.04	0.06	0.00	0.06	0.00	0.00	99.01
	017	Py - 1	0.01	52.82	45.91	0.01	0.08	0.00	0.00	0.05	0.02	0.13	0.01	0.04	0.00	0.01	99.09
	017	Py - 2	0.05	53.05	46.06	0.00	0.21	0.00	0.00	0.09	0.07	0.09	0.02	0.00	0.00	0.00	99.63
	028	Py - 1	0.00	53.39	45.69	0.03	0.28	0.02	0.00	0.07	0.07	0.09	0.08	0.02	0.01	0.00	99.77
	028	Py - 2	0.00	53.22	46.31	0.06	0.16	0.00	0.00	0.08	0.02	0.11	0.02	0.00	0.00	0.01	99.98
	028	Py - 3	0.00	53.40	46.21	0.01	0.14	0.02	0.00	0.01	0.01	0.13	0.09	0.03	0.00	0.00	100.04
	052	Py - 1	0.00	53.16	46.62	0.00	0.21	0.00	0.00	0.04	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	100.12
	052	Py - 2	1.42	52.33	45.35	0.00	0.23	0.00	0.00	0.11	0.61	0.10	0.00	0.00	0.01	0.01	100.16
	052	Py - 3	0.00	53.24	46.46	0.03	0.23	0.00	0.00	0.11	0.03	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	100.24
	052	Py - 4	0.01	53.44	46.57	0.04	0.10	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	100.28
	052	Py - 5	0.00	53.13	46.87	0.00	0.17	0.00	0.00	0.05	0.03	0.09	0.00	0.02	0.00	0.00	100.36
	061	Py - 1	0.17	53.22	46.60	0.01	0.09	0.00	0.00	0.05	0.08	0.14	0.00	0.00	0.00	0.01	100.37
	061	Py - 2	0.07	53.30	46.51	0.00	0.14	0.00	0.00	0.10	0.12	0.14	0.00	0.00	0.00	0.02	100.39
	061	Py - 3	0.00	53.53	46.45	0.02	0.25	0.00	0.00	0.02	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.01	100.40
	061	Py - 4	0.12	53.15	46.57	0.02	0.21	0.01	0.00	0.12	0.03	0.10	0.05	0.03	0.00	0.01	100.40
	061	Py - 5	0.01	54.09	46.07	0.00	0.18	0.00	0.00	0.07	0.01	0.08	0.00	0.03	0.00	0.01	100.53
	067	Py - 1	0.17	53.19	46.68	0.00	0.22	0.00	0.00	0.10	0.09	0.12	0.00	0.01	0.00	0.00	100.57
	067	Py - 2	0.14	53.34	46.63	0.05	0.22	0.00	0.00	0.09	0.07	0.09	0.00	0.01	0.00	0.01	100.66
	067	Py - 3	0.00	53.06	47.20	0.04	0.13	0.00	0.00	0.10	0.03	0.10	0.00	0.02	0.00	0.01	100.67
	067	Py - 4	0.00	53.27	47.14	0.03	0.16	0.00	0.00	0.03	0.04	0.12	0.00	0.02	0.00	0.02	100.84
	067	Py - 5	0.01	54.80	45.73	0.01	0.18	0.00	0.00	0.04	0.04	0.09	0.00	0.03	0.00	0.00	100.92
	081	Py - 1	0.00	53.44	47.05	0.04	0.26	0.00	0.00	0.02	0.00	0.07	0.01	0.04	0.00	0.00	100.93
	081	Py - 1	0.25	53.13	47.07	0.01	0.24	0.00	0.00	0.11	0.05	0.12	0.01	0.00	0.00	0.01	100.98
	081	Py - 2	0.00	53.87	46.76	0.03	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.02	0.00	0.01	101.07
	088	Py - 1	0.03	54.91	45.86	0.00	0.08	0.00	0.00	0.06	0.02	0.11	0.01	0.04	0.00	0.00	101.14
	088	Py - 2	0.87	53.39	46.50	0.03	0.09	0.04	0.00	0.04	0.00	0.16	0.03	0.01	0.00	0.01	101.22
	088	Py - 3	0.11	55.86	45.21	0.05	0.03	0.00	0.00	0.08	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	101.50
	052	Cpy - 67	0.00	33.67	30.96	0.00	0.11	0.00	0.03	0.04	0.02	0.06	0.14	31.41	0.00	0.00	96.43
	052	Cpy - 74	0.00	34.61	30.46	0.24	0.07	0.00	0.00	0.02	0.00	0.07	0.00	31.82	0.00	0.01	97.31
	061	Cpy - 41	0.00	35.18	31.09	0.24	0.09	0.00	0.00	0.06	0.00	0.09	0.05	32.99	0.00	0.00	99.78
	061	Cpy - 42	0.00	35.17	30.87	0.00	0.14	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.04	33.14	0.00	0.03	99.49
	061	Cpy - 46	0.00	35.39	31.08	0.27	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.09	32.49	0.00	0.04	99.44
017	Cpy - 49	0.00	34.74	30.61	0.00	0.09	0.00	0.01	0.02	0.01	0.04	0.22	32.52	0.00	0.02	98.28	
017	Cpy - 50	0.00	34.58	31.28	0.00	0.26	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.04	33.27	0.00	0.02	99.49	
061	Sph - 44	0.00	33.42	8.48	0.13	0.07	0.00	0.00	0.01	0.06	0.14	60.63	0.02	0.00	0.00	102.95	
061	Sph - 45	0.00	33.65	4.49	0.00	0.13	0.00	0.00	0.05	0.00	0.17	58.42	0.01	0.00	0.00	96.91	
088	Co - 11	45.28	20.46	6.56	0.00	0.02	0.00	0.02	24.18	2.34	0.00	0.12	0.02	0.00	0.00	98.98	
088	Co - 14	44.19	20.05	4.47	0.00	0.00	0.08	0.03	24.54	1.63	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	95.02	

Apêndice 4 - EPMA data for sulphide of the Mamão deposit

Alteration (Type)	Sample	(# analysis)	As	S	Fe	Sb	Pb	Bi	Te	Co	Ni	Mo	Zn	Cu	Au	Ag	Au/Ag	Total
Proximal (biot-qz-carb-py)	11	69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.59	0.03	0.02	88.69	5.14	17.25	94.53
	11	70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.75	0.03	0.03	89.04	5.06	17.61	95.00
	11	71	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.90	0.00	0.00	90.72	5.16	17.59	96.83
	11	72	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.86	0.00	0.07	90.58	5.15	17.57	96.73
Orebody (qz-carb-py-au)	12	25	0.00	0.03	0.01	0.25	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.14	93.23	5.93	15.73	99.61
	12	26	0.00	0.04	0.09	0.28	0.00	0.08	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.09	93.11	5.94	15.67	99.69
	12	27	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.03	0.00	0.02	0.11	0.00	0.04	93.03	5.98	15.56	99.27
	12	28	0.00	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.04	0.00	0.08	92.85	5.92	15.69	99.03
	12	29	0.00	0.06	0.05	0.56	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.12	93.08	6.05	15.39	99.94
	12	30	0.00	0.06	0.08	0.48	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.00	0.11	93.03	5.92	15.70	99.76
	12	31	0.00	0.02	0.03	0.29	0.00	0.00	0.05	0.01	0.01	0.14	0.00	0.11	92.90	5.88	15.81	99.44
	17	48	0.00	0.15	0.67	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04	0.03	0.00	0.16	93.32	6.59	14.17	101.01
	28	53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	93.26	6.00	15.55	99.34
	28	54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.12	93.71	6.09	15.38	99.94
	28	55	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.04	0.05	0.07	0.00	0.00	0.13	92.89	6.10	15.24	99.30
	28	59	0.00	0.00	0.02	0.32	0.00	0.00	0.06	0.03	0.00	0.05	0.00	0.11	92.39	6.21	14.88	99.20
	52	68	0.00	0.13	2.12	0.17	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.06	0.00	0.09	92.67	5.64	16.44	100.94
	52	72	0.00	0.18	2.07	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.02	0.09	0.00	0.00	94.83	5.18	18.32	102.44
	52	73	0.00	0.16	0.63	0.36	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.07	0.00	0.08	93.47	5.35	17.46	100.14
	61	47	0.00	0.08	2.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	92.21	8.31	11.10	102.74
	81	7	0.00	0.22	1.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.09	0.00	0.07	94.27	6.19	15.23	102.62
	81	8	0.00	0.08	2.33	0.10	0.00	0.08	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	91.98	5.33	17.27	99.99
	81	10	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.07	0.00	0.01	0.02	0.13	0.00	0.10	94.15	5.33	17.68	99.84
	88	18	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.11	94.24	5.31	17.73	99.81
	88	19	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.04	0.06	0.00	0.06	93.79	5.24	17.89	99.30
	88	20	0.00	0.00	0.03	0.38	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.16	0.02	0.09	93.47	5.42	17.25	99.60
	88	21	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.14	93.60	5.41	17.32	99.20
	88	22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.04	0.00	0.08	93.65	5.39	17.37	99.19
88	23	0.00	0.00	0.02	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07	0.00	0.04	93.44	5.19	18.00	98.84	
88	24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.23	0.00	0.13	94.08	4.96	18.95	99.42	

Apêndice 5 - EPMA data for gold of the Mamão deposit

Alteration	Distal (carbonate)			Intermediate (silica)							Proximal (potassic)							Ore (sulphide-gold)	
	108	108	108	109	109	90	90	90	90	90	92	92	92	92	92	92	92	105	105
Sample	108	108	108	109	109	90	90	90	90	90	92	92	92	92	92	92	92	105	105
Analysis	1	4	5	73	74	33	34	35	36	13	48	51	52	61	62	65	66	54	55
SiO ₂	27.13	28.73	30.52	27.56	26.74	26.69	26.12	26.24	27.34	27.24	27.07	25.88	26.55	26.64	24.28	26.38	26.87	28.95	26.44
TiO ₂	0.01	0.17	0.01	0.03	0.00	0.08	0.01	0.10	0.03	0.14	0.04	0.02	0.17	0.27	0.18	0.12	0.15	0.14	0.12
Al ₂ O ₃	19.00	19.36	17.28	19.92	18.97	19.48	19.17	18.40	18.58	16.96	19.58	19.72	20.26	21.02	19.49	21.17	20.11	16.32	17.46
FeO	18.16	21.53	19.69	22.04	27.56	23.00	23.09	24.88	23.32	20.85	24.78	24.50	24.08	24.00	23.63	25.66	24.24	21.28	21.11
MnO	0.29	0.36	0.26	0.30	0.23	0.18	0.22	0.19	0.08	0.66	0.43	0.28	0.21	0.15	0.30	0.28	0.27	0.42	0.48
MgO	14.57	17.45	18.90	18.19	13.46	15.72	15.40	14.26	15.48	17.67	16.78	16.03	16.01	15.69	14.14	15.94	16.75	19.33	18.68
CaO	0.14	0.00	0.04	0.03	0.08	0.02	0.04	0.06	0.06	0.04	0.00	0.00	0.04	0.05	0.19	0.00	0.06	0.09	0.03
Na ₂ O	0.90	0.04	0.04	0.01	0.07	0.03	0.00	0.06	0.03	0.07	0.05	0.03	0.05	0.04	0.00	0.02	0.06	0.10	0.09
K ₂ O	0.32	0.10	0.09	0.00	0.21	0.02	0.02	0.07	0.05	0.32	0.07	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.09	0.09
F	0.05	0.18	0.42	0.28	0.07	0.13	0.12	0.11	0.09	0.00	0.00	0.07	0.11	0.15	0.04	0.01	0.22	0.16	0.14
Cl	0.07	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.03	0.01
Cr ₂ O ₃	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.03	0.45	0.00	0.07	0.00	0.03
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.05	0.01	0.07	0.03	0.07	0.05
NiO	0.13	0.00	0.07	0.00	0.10	0.00	0.02	0.00	0.09	0.09	0.04	0.04	0.00	0.07	0.03	0.01	0.00	0.06	0.02
H ₂ O	10.77	11.51	11.31	11.40	11.13	11.09	10.91	10.81	11.07	11.07	11.57	11.19	11.33	11.39	10.67	11.62	11.38	11.34	11.00
Total	91.90	99.43	98.67	99.77	98.62	96.44	95.20	95.32	96.24	95.14	100.42	97.89	98.86	99.58	93.44	101.29	100.20	98.39	95.76
Structural Formulas - based on 28 O-equivalents																			
Si	6.000	5.912	6.283	5.683	5.733	5.720	5.690	5.762	5.878	5.894	5.613	5.517	5.577	5.547	5.436	5.435	5.578	6.047	5.699
Al (vi)	2.000	2.088	1.717	2.317	2.267	2.280	2.310	2.238	2.122	2.106	2.387	2.483	2.423	2.453	2.564	2.565	2.422	1.953	2.301
Al (iv)	2.951	2.605	2.476	2.524	2.528	2.640	2.610	2.524	2.585	2.220	2.395	2.470	2.593	2.705	2.578	2.575	2.498	2.064	2.134
Mg	4.803	5.354	5.800	5.591	4.302	5.023	5.000	4.668	4.961	5.700	5.185	5.094	5.013	4.872	4.720	4.896	5.184	6.020	6.003
Fe	3.359	3.705	3.390	3.800	4.942	4.123	4.206	4.571	4.193	3.774	4.297	4.367	4.230	4.180	4.425	4.422	4.208	3.717	3.806
Ca	0.034	0.000	0.008	0.008	0.017	0.005	0.008	0.014	0.013	0.010	0.000	0.000	0.009	0.011	0.045	0.000	0.013	0.020	0.008
Na	0.384	0.015	0.016	0.004	0.030	0.011	0.000	0.026	0.011	0.030	0.019	0.014	0.022	0.017	0.000	0.007	0.023	0.041	0.036
K	0.091	0.027	0.024	0.000	0.057	0.004	0.004	0.019	0.014	0.089	0.019	0.001	0.006	0.006	0.000	0.000	0.000	0.023	0.026
(Ca+Na+K) ₂	0.254	0.021	0.024	0.006	0.052	0.010	0.006	0.029	0.019	0.065	0.019	0.008	0.018	0.017	0.022	0.003	0.018	0.042	0.034
Fe/(Fe+Mg)	0.412	0.409	0.369	0.405	0.535	0.451	0.457	0.495	0.458	0.398	0.453	0.462	0.458	0.462	0.484	0.475	0.448	0.382	0.388

Apêndice 6 - EPMA data for chlorite of the Lagoa Seca deposit

Alteration	Distal (carbonate)															
Sample	89	89	89	89	89	103	103	103	103	103	104	104	104	104	104	
Analysis	16	20	21	76	77	28	29	24	21	14	16	55	56	58	54	
SiO2	27.05	27.76	27.79	38.51	38.49	37.01	38.34	37.64	36.03	37.63	36.63	39.46	39.51	42.14	39.82	38.37
TiO2	0.08	0.17	0.01	1.10	1.94	0.24	1.44	1.08	0.38	0.46	0.58	0.60	0.00	0.21	1.17	0.66
Al2O3	15.43	18.80	17.50	14.39	12.99	15.26	15.80	15.15	16.77	16.53	16.31	14.37	14.01	11.04	14.02	13.49
FeO	19.80	19.09	19.33	15.65	18.67	16.36	12.29	16.01	17.93	19.15	17.39	13.24	12.63	16.66	12.74	17.91
MnO	0.31	0.34	0.39	0.07	0.03	0.43	0.33	0.21	0.31	0.38	0.29	0.12	0.04	0.13	0.15	0.14
MgO	20.85	20.01	19.70	15.94	14.47	13.71	15.59	13.59	13.33	11.47	13.18	17.36	17.27	16.60	17.52	14.47
CaO	0.04	0.11	0.06	0.00	0.03	0.07	0.00	0.01	0.00	0.19	0.00	0.00	0.12	0.09	0.05	0.08
Na2O	0.06	0.00	0.03	0.08	0.05	0.08	0.09	0.03	0.03	0.07	0.10	0.04	0.17	0.13	0.02	0.10
K2O	0.01	0.05	0.07	9.66	9.44	9.40	9.42	9.69	8.53	9.05	9.41	9.45	8.52	6.46	9.40	9.03
F	0.29	0.24	0.29	0.51	0.64	0.32	0.38	0.41	0.30	0.33	0.21	0.29	0.18	0.15	0.29	0.13
Cl	0.00	0.00	0.01	0.07	0.17	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.01	0.04	0.10	0.09	0.04	0.05
Cr2O3	0.02	0.01	0.20	0.18	0.24	0.08	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
V2O3	0.06	0.01	0.00	0.08	0.05	0.00	0.06	0.00	0.03	0.04	0.05	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00
NiO	0.11	0.04	0.05	0.10	0.15	0.00	0.06	0.00	0.03	0.04	0.05	0.03	0.02	0.07	0.05	0.09
H2O	3.39	3.58	3.48	3.77	3.65	3.71	3.82	3.72	3.75	3.78	3.81	3.90	3.86	3.92	3.92	3.86
Total	87.49	90.19	88.90	100.10	101.01	96.70	97.65	97.55	97.45	99.15	98.03	98.96	96.46	97.70	99.18	98.39
Structural Formulas - based on O ₁₁ [O ₁₀ + (OH, F, Cl)]																
Si	4.59	4.51	4.60	5.74	5.78	5.73	5.75	5.76	5.55	5.72	5.61	5.85	5.96	6.29	5.87	5.85
Al iv	3.09	3.49	3.40	2.26	2.22	2.27	2.25	2.24	2.45	2.28	2.39	2.15	2.04	1.71	2.13	2.15
Al vi	0.00	0.12	0.02	0.27	0.08	0.52	0.54	0.49	0.59	0.68	0.56	0.36	0.45	0.24	0.31	0.27
Ti	0.01	0.02	0.00	0.12	0.22	0.03	0.16	0.12	0.04	0.05	0.07	0.07	0.00	0.02	0.13	0.08
Cr	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	2.81	2.60	2.68	1.95	2.34	2.12	1.54	2.05	2.31	2.44	2.23	1.64	1.59	2.08	1.57	2.28
Mn	0.04	0.05	0.06	0.01	0.00	0.06	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Mg	5.28	4.85	4.86	3.54	3.24	3.17	3.48	3.10	3.06	2.60	3.01	3.84	3.88	3.70	3.85	3.29
Ca	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01
Na	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.05	0.04	0.01	0.03
K	0.00	0.01	0.01	1.84	1.81	1.86	1.80	1.89	1.68	1.76	1.84	1.79	1.64	1.23	1.77	1.76
OH*	3.84	3.88	3.84	3.74	3.65	3.84	3.82	3.80	3.85	3.83	3.90	3.85	3.89	3.91	3.86	3.92
F	0.16	0.12	0.15	0.24	0.30	0.16	0.18	0.20	0.15	0.16	0.10	0.14	0.09	0.07	0.13	0.06
Cl	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01

Apêndice 7 - EPMA data for micas of the Lagoa Seca deposit.

Alteration	Intermediate (silica)													
Sample	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90
Analysis	37	43	12	41	47	44	45	46	38	40	48	39	42	
SiO2	36.16	49.53	33.14	37.81	37.07	37.21	37.21	36.42	38.44	37.11	38.71	37.24	38.15	
TiO2	13.79	17.36	13.08	14.75	15.20	15.07	14.98	15.02	15.01	14.49	14.73	15.26	15.31	
Al2O3	3.76	1.35	1.43	1.84	1.85	2.02	2.09	2.50	1.47	1.60	1.26	1.64	1.82	
FeO	17.44	12.29	15.44	18.71	18.65	18.04	18.27	19.03	16.47	17.96	18.04	16.99	17.86	
MnO	0.15	0.03	0.38	0.16	0.01	0.07	0.19	0.00	0.20	0.10	0.06	0.04	0.07	
MgO	11.97	5.38	10.38	9.73	9.41	9.72	9.44	8.62	12.56	9.63	9.72	10.73	9.68	
CaO	2.30	0.48	0.24	0.00	0.04	0.02	0.03	0.01	0.04	0.01	0.05	0.06	0.00	
Na2O	0.07	3.28	0.18	0.11	0.07	0.09	0.08	0.04	0.05	0.20	0.09	0.11	0.07	
K2O	7.62	7.74	8.72	9.32	9.33	9.36	9.43	9.46	9.49	9.49	9.51	9.54	9.58	
F	0.57	0.34	0.20	0.77	0.65	0.86	0.77	0.52	0.74	0.70	0.79	0.42	0.77	
Cl	0.08	0.06	0.09	0.10	0.09	0.03	0.05	0.04	0.04	0.01	0.01	0.03	0.03	
Cr2O3	0.04	0.00	0.00	0.03	0.04	0.12	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.07	0.05	
V2O3	0.17	0.00	0.04	0.09	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.15	0.04	0.02	
NiO	0.00	0.00	0.12	0.07	0.06	0.05	0.08	0.08	0.04	0.15	0.02	0.00	0.13	
H2O	3.52	4.04	3.24	3.36	3.38	3.31	3.34	3.42	3.48	3.34	3.38	3.52	3.40	
Total	97.65	101.88	86.67	96.84	95.84	96.01	95.99	95.16	98.02	94.85	96.53	95.69	96.95	
Structural Formulas - based on O ₁₁ [O ₁₀ + (OH, F, Cl)]														
Si	5.69	7.05	5.91	6.05	5.99	5.99	6.00	5.95	6.00	6.06	6.19	5.99	6.07	
Al iv	0.70	0.23	0.30	0.35	0.35	0.38	0.40	0.48	0.27	0.31	0.24	0.31	0.34	
Al vi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ti	1.63	1.86	1.76	1.77	1.85	1.83	1.82	1.84	1.76	1.78	1.77	1.84	1.83	
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	
Fe	2.30	1.46	2.31	2.50	2.52	2.43	2.47	2.60	2.15	2.45	2.41	2.28	2.38	
Mn	0.02	0.00	0.06	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	
Mg	2.81	1.14	2.76	2.32	2.27	2.33	2.27	2.10	2.92	2.34	2.32	2.57	2.29	
Ca	0.39	0.07	0.05	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	
Na	0.02	0.91	0.06	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.06	0.03	0.03	0.02	
K	1.53	1.41	1.99	1.90	1.92	1.92	1.94	1.97	1.89	1.98	1.94	1.96	1.94	
OH*	3.69	3.83	3.86	3.59	3.64	3.55	3.59	3.72	3.63	3.64	3.60	3.78	3.61	
F	0.28	0.15	0.11	0.39	0.33	0.44	0.39	0.27	0.36	0.40	0.21	0.39		
Cl	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	

Apêndice 7 - EPMA data for micas of the Lagoa Seca deposit (Cont.).

Alteration	Distal (carbonate)													
Sample	89	89	89	89	89	89	89	89	104	104	104	104	104	
Analysis	74	75	78	82	83	84	83	64	6	57	50	51	52	
SiO2	52.43	54.04	54.46	53.73	53.86	53.07	56.40	56.52	54.50	50.50	54.76	54.46	52.63	
TiO2	0.03	0.31	0.03	0.11	0.09	0.20	0.19	0.09	0.32	0.02	0.31	0.00	0.39	
Al2O3	4.61	4.12	2.55	4.26	2.28	4.44	2.03	0.78	4.61	4.66	4.03	3.80	3.51	
FeO	12.33	12.10	12.01	12.47	17.22	13.49	8.31	8.30	11.37	12.76	10.44	10.45	10.99	
MnO	0.29	0.23	0.33	0.29	0.37	0.20	0.01	0.23	0.40	0.42	0.51	0.37	0.33	
MgO	15.90	17.17	16.23	16.17	13.21	14.69	19.49	20.11	14.95	14.90	15.15	16.18	16.06	
CaO	12.38	12.40	12.15	12.14	12.12	12.50	12.66	12.61	10.96	11.08	11.09	12.15	11.05	
Na2O	0.45	0.37	0.11	0.37	0.14	0.31	0.19	0.07	0.39	0.35	0.36	0.27	0.50	
K2O	0.17	0.16	0.04	0.09	0.08	0.16	0.07	0.11	0.07	0.07	0.14	0.02	0.12	
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cl	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	
Cr2O3	0.05	0.00	0.00	0.00	0.09	0.09	0.00	0.00	0.09	0.03	0.09	0.00	0.00	
V2O3	0.06	0.05	0.02	0.03	0.01	0.05	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.10	0.00	
NiO	0.03	0.03	0.16	0.04	0.09	0.10	0.10	0.00	0.00	0.06	0.06	0.05	0.00	
H2O	2.12	2.19	2.12	2.16	2.10	2.12	2.18	2.18	2.13	2.06	2.11	2.13	2.09	
Total	100.87	103.18	100.22	101.86	101.66	101.41	101.67	100.99	99.80	96.98	99.06	99.97	97.67	
Si	7.39	7.39	7.69	7.46	7.68	7.50	7.72	7.77	7.67	7.35	7.77	7.68	7.56	
Al iv	0.61	0.61	0.31	0.54	0.32	0.50	0.28	0.13	0.33	0.65	0.23	0.32	0.44	
Al vi	0.16	0.05	0.11	0.16	0.06	0.24	0.04	0.00	0.43	0.15	0.44	0.32	0.16	
Ti	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	
Fe3+	0.54	0.73	0.49	0.63	0.47	0.30	0.43	0.57	0.40	0.93	0.21	0.25	0.64	
Fe2+	0.91	0.65	0.93	0.81	1.58	1.29	0.52	0.38	0.94	0.63	1.03	0.98	0.69	
Mn	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02	0.00	0.03	0.05	0.05	0.06	0.04	0.04	
Mg	3.34	3.50	3.41	3.35	2.81	3.10	3.97	4.12	3.14	3.23	3.20	3.40	3.44	
Ca	1.87	1.82	1.84	1.81	1.85	1.89	1.86	1.86	1.65	1.73	1.69	1.84	1.70	
Na	0.12	0.10	0.03	0.10	0.04	0.08	0.05	0.02	0.11	0.10	0.10	0.07	0.14	
K	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cl	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
OH*	1.99	1.99	1.99	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	

Apêndice 8 - EPMA data for amphibole of the Lagoa Seca deposit.

Alteration	Intermediate (silica)						Proximal (potassic)					
Sample	106	106	106	106	106	106	96	96	96	96	96	96
Analysis	12	14	16	19	9	20	68	69	70	79	80	81
SiO2	51.21	53.48	57.27	57.90	49.43	57.47	56.63	52.95	54.36	50.75	53.63	54.75
TiO2	0.72	0.24	0.01	0.00	0.28	0.16	0.19	0.04	0.00	0.54	0.46	0.06
Al2O3	6.38	4.51	1.55	0.98	8.05	1.17	1.40	3.52	2.91	6.94	3.97	3.02
FeO	12.86	11.30	8.58	7.24	13.99	7.14	8.02	11.70	12.01	12.40	11.69	10.93
MnO	0.28	0.23	0.30	0.31	0.16	0.19	0.28	0.26	0.31	0.27	0.24	0.46
MgO	13.39	15.75	17.77	19.44	12.94	20.37	19.60	16.89	16.49	14.84	16.10	17.27
CaO	12.18	12.21	12.63	12.51	12.38	12.52	12.42	12.53	12.27	12.60	12.06	12.32
Na2O	0.55	0.41	0.12	0.06	0.79	0.14	0.19	0.30	0.26	0.50	0.37	0.34
K2O	0.26	0.19	0.03	0.03	0.38	0.06	0.04	0.15	0.07	0.25	0.06	0.05
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.07	0.04	0.02	0.10	0.05	0.00	0.00
Cl	0.05	0.00	0.01	0.02	0.05	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01
Cr2O3	0.07	0.00	0.12	0.07	0.04	0.09	0.01	0.01	0.00	0.18	0.00	0.03
V2O3	0.13	0.00	0.00	0.00	0.17	0.10	0.00	0.03	0.00	0.03	0.05	0.00
NiO	0.09	0.07	0.03	0.00	0.17	0.01	0.07	0.04	0.06	0.09	0.06	0.23
H2O	2.07	2.13	2.15	2.17	2.03	2.17	2.16	2.12	2.08	2.10	2.14	2.16
Total	100.24	100.52	100.56	100.72	100.94	101.68	101.04	100.54	100.94	101.55	100.83	101.62
Si	7.37	7.54	7.98	7.97	7.11	7.82	7.78	7.45	7.62	7.15	7.52	7.59
Al iv	0.63	0.46	0.02	0.03	0.89	0.18	0.22	0.55	0.38	0.85	0.48	0.41
Al vi	0.45	0.29	0.24	0.13	0.47	0.01	0.01	0.04	0.10	0.30	0.18	0.08
Ti	0.08	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.06	0.05	0.01
Cr	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Fe3+	0.06	0.28	0.00	0.17	0.26	0.44	0.46	0.61	0.51	0.43	0.46	0.56
Fe2+	1.49	1.06	1.00	0.66	1.43	0.38	0.46	0.77	0.90	1.03	0.91	0.70
Mn	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05
Mg	2.87	3.31	3.69	3.99	2.77	4.13	4.01	3.54	3.45	3.12	3.37	3.57
Ca	1.88	1.85	1.89	1.85	1.91	1.83	1.83	1.89	1.84	1.90	1.81	1.83
Na	0.15	0.11	0.03	0.02	0.22	0.04	0.05	0.08	0.07	0.14	0.10	0.09
K	0.05	0.03	0.01	0.01	0.07	0.01	0.01	0.03	0.01	0.05	0.01	0.01
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	0.01	0.05	0.02	0.00	0.00
Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
OH*	1.99	2.00	2.00	2.00	1.95	1.97	1.98	1.99	1.95	1.97	2.00	2.00

Apêndice 8 - EPMA data for amphibole of the Lagoa Seca deposit (Cont.)

Alteration	Ore (sulphide-gold)											
Sample	18	18	18	18	18	18	97	97	97	97	97	97
Analysis	16	17	18	30	31	25	14	15	9	11	12	3
SiO2	54.83	55.21	52.89	56.50	56.59	57.15	51.19	52.07	50.48	46.74	51.71	51.11
TiO2	0.70	0.00	0.58	0.02	0.00	0.00	0.11	0.16	0.03	0.00	0.07	0.43
Al2O3	2.09	0.58	4.66	0.44	0.48	0.31	4.31	2.89	2.76	7.84	3.40	4.73
FeO	10.22	11.66	10.64	12.03	8.08	12.46	13.52	13.78	13.38	13.87	13.93	13.60
MnO	0.27	0.31	0.08	0.69	0.25	1.02	0.46	0.38	0.45	0.49	0.51	0.42
MgO	17.57	17.08	21.25	18.62	18.81	19.56	13.71	15.36	13.42	13.17	14.80	13.30
CaO	9.62	9.29	0.08	7.82	12.06	7.93	12.58	11.87	12.47	12.12	11.59	12.33
Na2O	0.08	0.11	0.10	0.10	0.00	0.06	0.43	0.23	0.25	1.23	0.35	0.44
K2O	1.17	0.10	3.45	0.03	0.01	0.01	0.22	0.13	0.12	0.36	0.18	0.22
F	0.07	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
Cl	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.11	0.05	0.06	0.01	0.05	0.05
Cr2O3	0.00	0.03	0.07	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.04
V2O3	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.01	0.00	0.04	0.11	0.10	0.09
NiO	0.15	0.11	0.24	0.06	0.12	0.17	0.06	0.06	0.03	0.11	0.00	0.00
H2O	2.10	2.10	1.89	2.10	2.13	2.14	1.98	2.07	1.96	1.99	2.06	2.03
Total	98.88	96.60	96.29	98.48	98.58	100.86	98.77	99.05	95.54	98.09	98.76	98.78
Si	7.67	7.84	7.69	8.08	7.97	8.01	7.52	7.49	7.68	6.93	7.48	7.50
Al iv	0.33	0.10	0.31	0.00	0.03	0.00	0.48	0.49	0.32	1.07	0.52	0.50
Al vi	0.02	0.00	0.49	0.07	0.05	0.05	0.26	0.00	0.17	0.30	0.06	0.32
Ti	0.07	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.05
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe3+	1.05	1.33	0.00	0.00	0.33	0.00	0.08	0.75	0.00	0.51	0.73	0.04
Fe2+	0.15	0.05	1.29	1.44	0.62	1.46	1.58	0.91	1.70	1.21	0.96	1.63
Mn	0.03	0.04	0.01	0.08	0.03	0.12	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05
Mg	3.67	3.62	4.61	3.97	3.95	4.09	3.00	3.29	3.04	2.91	3.19	2.91
Ca	1.44	1.41	0.01	1.20	1.82	1.19	1.98	1.83	2.03	1.92	1.80	1.94
Na	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00	0.02	0.12	0.06	0.07	0.35	0.10	0.13
K	0.21	0.02	0.64	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.07	0.03	0.04
F	0.03	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Cl	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01
OH*	1.96	1.99	1.84	2.00	2.00	2.00	1.94	1.99	1.98	1.97	1.99	1.99

Apêndice 8 - EPMA data for amphibole of the Lagoa Seca deposit (Cont.).

Alteration (Type)	Sample	(# analysis)	As	Zn	Ga	Se	S	Pb	Bi	Cd	Fe	Co	Cu	Mo	Ni	Ag	Au	Total
Proximal (potassic)	96	cpy - 1	0.00	0.00	0.00	0.01	35.21	0.13	0.03	0.07	30.31	0.03	34.37	0.00	0.00	0.02	0.00	100.17
	96	cpy - 2	0.00	0.07	0.00	0.00	35.30	0.19	0.02	0.00	30.24	0.02	34.06	0.06	0.00	0.02	0.00	99.98
	96	cpy - 3	0.02	0.02	0.00	0.00	35.32	0.08	0.00	0.00	30.44	0.05	34.27	0.05	0.01	0.02	0.00	100.27
	96	cpy - 4	0.00	0.02	0.00	0.05	35.15	0.16	0.00	0.03	30.53	0.01	34.09	0.08	0.00	0.01	0.02	100.15
	96	cpy - 5	0.00	0.03	0.00	0.04	34.34	0.00	0.00	0.03	30.37	0.02	34.20	0.00	0.01	0.01	0.00	99.04
	96	cpy - 6	0.02	0.13	0.00	0.00	34.78	0.20	0.00	0.00	30.67	0.04	34.27	0.07	0.01	0.00	0.00	100.19
	19	gn - 3	0.00	0.03	0.00	0.22	13.06	82.71	1.50	0.12	1.87	0.02	0.06	0.08	0.00	0.90	0.00	100.57
	101	gn - 1	0.00	0.03	0.00	0.06	13.26	84.91	0.18	0.10	2.22	0.02	0.00	0.03	0.02	0.15	0.00	100.98
	101	gn - 2	0.00	0.00	0.00	0.02	13.11	83.59	0.17	0.12	2.20	0.03	0.00	0.02	0.00	0.16	0.00	99.42
	101	gn - 3	0.00	0.00	0.00	0.30	12.78	85.67	0.00	0.12	0.98	0.01	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	99.97
	96	mill - 1	0.00	0.06	0.00	0.01	34.57	0.00	0.00	0.00	1.01	0.03	0.00	0.03	64.87	0.01	0.00	100.61
	96	mill - 2	0.00	0.00	0.00	0.00	34.20	0.13	0.00	0.00	1.81	0.06	0.00	0.08	64.05	0.01	0.00	100.36
	19	py - 1	0.01	0.02	0.00	0.00	53.18	0.00	0.00	0.03	46.02	0.08	0.00	0.04	0.39	0.00	0.00	99.78
	19	py - 10	0.00	0.00	0.00	0.02	53.15	0.00	0.00	0.00	46.15	0.03	0.00	0.10	0.01	0.00	0.00	99.46
	19	py - 11	0.00	0.04	0.00	0.00	53.15	0.00	0.00	0.01	45.23	0.05	0.00	0.14	1.02	0.00	0.00	99.63
	19	py - 12	0.00	0.02	0.00	0.01	52.95	0.00	0.00	0.04	45.84	0.06	0.00	0.13	0.29	0.01	0.00	99.34
	19	py - 13	0.00	0.01	0.00	0.02	52.96	0.00	0.00	0.08	45.74	0.07	0.00	0.11	0.13	0.00	0.00	99.13
	19	py - 18	0.02	0.01	0.00	0.00	53.19	0.00	0.00	0.04	45.58	0.03	0.04	0.10	0.26	0.00	0.00	99.27
	19	py - 20	0.00	0.00	0.00	0.04	53.02	0.07	0.00	0.06	46.07	0.05	0.00	0.13	0.11	0.00	0.02	99.55
	19	py - 3	0.00	0.05	0.00	0.00	53.35	0.00	0.00	0.05	45.34	0.20	0.00	0.09	0.82	0.01	0.00	99.89
	19	py - 4	0.00	0.02	0.00	0.00	54.67	0.00	0.00	0.00	45.85	0.04	0.03	0.04	0.11	0.00	0.00	100.75
	19	py - 5	0.00	0.00	0.00	0.04	52.99	0.01	0.00	0.02	46.21	0.06	0.00	0.04	0.10	0.00	0.00	99.48
	96	py - 12	0.00	0.00	0.00	0.03	52.74	0.00	0.00	0.03	45.93	0.13	0.00	0.19	0.09	0.03	0.00	99.18
	96	py - 13	0.00	0.00	0.00	0.03	53.35	0.00	0.00	0.00	45.58	0.51	0.06	0.09	0.08	0.00	0.00	99.70
	96	py - 14	0.02	0.02	0.00	0.01	53.10	0.00	0.00	0.00	46.09	0.07	0.01	0.13	0.23	0.00	0.00	99.67
	96	py - 15	0.01	0.00	0.00	0.03	53.05	0.00	0.00	0.00	45.92	0.06	0.03	0.04	0.14	0.02	0.00	99.31
	96	py - 16	0.01	0.02	0.00	0.03	53.66	0.00	0.00	0.02	44.02	1.33	0.00	0.14	0.06	0.00	0.00	99.30
	96	py - 2	0.04	0.06	0.00	0.00	53.30	0.00	0.00	0.00	44.63	0.53	0.03	0.14	0.29	0.02	0.00	99.03
	96	py - 3	0.04	0.03	0.00	0.01	52.49	0.00	0.00	0.00	44.96	1.16	0.10	0.14	0.06	0.02	0.02	99.04

	96	py - 6	0.00	0.02	0.00	0.00	53.16	0.00	0.00	0.00	45.14	0.06	0.00	0.09	0.55	0.00	0.00	99.02
	96	py - 8	0.02	0.06	0.00	0.04	52.98	0.00	0.00	0.02	46.07	0.13	0.00	0.09	0.06	0.00	0.00	99.47
	96	py - 9	0.02	0.00	0.00	0.03	53.13	0.00	0.00	0.01	45.53	0.25	0.00	0.07	0.27	0.01	0.00	99.32
	101	py - 1	0.00	0.00	0.00	0.03	53.22	0.00	0.00	0.02	45.93	0.05	0.04	0.08	0.06	0.00	0.01	99.44
	101	py - 11	0.02	0.00	0.00	0.05	53.25	0.00	0.00	0.05	45.41	0.07	0.00	0.17	0.10	0.03	0.00	99.15
	101	py - 13	0.01	0.01	0.00	0.00	52.99	0.00	0.00	0.02	45.91	0.06	0.00	0.06	0.01	0.02	0.00	99.07
	101	py - 2	0.00	0.00	0.00	0.00	53.19	0.00	0.00	0.01	46.14	0.05	0.00	0.10	0.02	0.01	0.00	99.52
	101	py - 3	0.00	0.00	0.00	0.00	53.70	0.00	0.00	0.00	45.47	0.06	0.00	0.11	0.16	0.01	0.00	99.51
	101	py - 4	0.01	0.03	0.00	0.06	53.31	0.00	0.00	0.03	45.78	0.05	0.00	0.16	0.02	0.02	0.03	99.49
	101	py - 5	0.00	0.00	0.00	0.00	53.97	0.00	0.00	0.02	45.65	0.07	0.02	0.11	0.01	0.00	0.00	99.84
	101	py - 6	0.00	0.00	0.00	0.00	53.38	0.00	0.00	0.01	46.11	0.06	0.01	0.07	0.02	0.01	0.00	99.67
	101	py - 8	0.00	0.03	0.00	0.04	53.37	0.00	0.00	0.02	45.91	0.06	0.01	0.15	0.10	0.00	0.00	99.69
	101	py - 9	0.00	0.01	0.00	0.01	52.93	0.00	0.00	0.01	46.49	0.05	0.00	0.09	0.00	0.01	0.00	99.58
	17	py - 1	0.00	0.00	0.00	0.00	53.61	0.00	0.00	0.00	46.15	0.06	0.00	0.11	0.01	0.00	0.00	99.94
	17	py - 10	0.00	0.03	0.00	0.00	53.36	0.00	0.00	0.01	45.53	0.06	0.00	0.17	0.01	0.00	0.01	99.17
	17	py - 11	0.01	0.05	0.00	0.00	53.41	0.00	0.00	0.03	46.35	0.06	0.03	0.13	0.00	0.01	0.00	100.07
	17	py - 14	0.02	0.00	0.00	0.00	53.11	0.00	0.00	0.00	45.47	0.05	0.03	0.11	0.00	0.03	0.30	99.10
	17	py - 5	0.00	0.00	0.00	0.00	53.52	0.10	0.00	0.02	45.25	0.07	0.02	0.12	0.00	0.01	0.00	99.10
	17	py - 6	0.00	0.00	0.00	0.06	53.33	0.00	0.00	0.00	45.65	0.06	0.00	0.17	0.00	0.00	0.03	99.29
	17	py - 7	0.01	0.00	0.00	0.00	53.09	0.00	0.02	0.00	45.74	0.04	0.02	0.11	0.01	0.00	0.00	99.03
	17	py - 8	0.00	0.08	0.00	0.03	53.58	0.00	0.00	0.00	46.40	0.05	0.02	0.10	0.00	0.00	0.00	100.27
	18	py - 1	0.04	0.00	0.00	0.01	54.76	0.00	0.10	0.00	44.31	0.03	0.00	0.12	0.14	0.02	0.00	99.53
	18	py - 2	0.00	0.00	0.00	0.01	53.54	0.00	0.00	0.01	45.93	0.06	0.05	0.15	0.28	0.00	0.00	100.03
	18	py - 2a	0.00	0.02	0.00	0.01	54.32	0.00	0.00	0.00	40.20	5.41	0.30	0.15	0.01	0.01	0.00	100.43
	18	py - 3	0.10	0.00	0.00	0.00	53.95	0.00	0.00	0.01	46.03	0.08	0.00	0.13	0.47	0.00	0.00	100.75
	18	py - 4	0.04	0.00	0.00	0.03	53.05	0.00	0.00	0.02	45.88	0.03	0.03	0.06	0.20	0.00	0.00	99.33
	18	py - 6	0.02	0.00	0.00	0.02	53.56	0.00	0.00	0.00	46.89	0.06	0.00	0.08	0.15	0.00	0.00	100.78
	18	py - 7	0.01	0.06	0.00	0.00	53.71	0.00	0.00	0.02	44.94	0.21	0.07	0.09	0.03	0.00	0.00	99.14
	95	py - 10	0.00	0.00	0.00	0.03	54.24	0.00	0.00	0.02	46.49	0.06	0.00	0.13	0.00	0.02	0.00	100.97
	95	py - 11	0.00	0.00	0.00	0.02	53.10	0.00	0.00	0.04	45.84	0.16	0.00	0.12	0.01	0.00	0.00	99.29
	95	py - 13	0.05	0.00	0.00	0.00	54.39	0.00	0.00	0.00	45.17	0.44	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	100.13
	95	py - 16	0.03	0.00	0.00	0.01	53.54	0.00	0.00	0.01	46.75	0.03	0.00	0.08	0.12	0.00	0.00	100.57
	95	py - 2	0.03	0.00	0.00	0.00	53.48	0.00	0.00	0.00	45.94	0.40	0.02	0.13	0.00	0.00	0.01	100.00
	95	py - 4	0.14	0.02	0.00	0.00	53.16	0.00	0.00	0.00	46.27	0.09	0.00	0.13	0.12	0.01	0.00	99.93
	95	py - 5	0.02	0.00	0.00	0.01	53.29	0.00	0.00	0.03	46.70	0.10	0.02	0.10	0.02	0.00	0.00	100.28
	95	py - 6	0.02	0.06	0.00	0.03	53.36	0.00	0.00	0.02	46.62	0.03	0.00	0.06	0.17	0.02	0.00	100.39
	95	py - 8	0.12	0.00	0.00	0.00	53.27	0.00	0.00	0.01	45.76	0.54	0.01	0.10	0.00	0.01	0.00	99.82
	95	py - 9	0.11	0.02	0.00	0.05	53.43	0.00	0.00	0.00	46.18	0.15	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	100.04
	97	py - 1	0.00	0.00	0.00	0.02	53.38	0.00	0.00	0.00	46.33	0.06	0.00	0.10	0.21	0.00	0.00	100.08
	97	py - 10	0.00	0.07	0.00	0.01	53.41	0.00	0.00	0.05	46.39	0.13	0.00	0.17	0.03	0.00	0.00	100.27
	97	py - 12	0.00	0.00	0.00	0.03	52.52	0.00	0.05	0.04	46.22	0.08	0.02	0.08	0.02	0.02	0.00	99.07
	97	py - 15	0.00	0.00	0.00	0.01	53.07	0.00	0.00	0.00	45.82	0.13	0.01	0.08	0.04	0.01	0.00	99.17
	97	py - 17	0.02	0.00	0.00	0.00	53.36	0.00	0.00	0.00	46.23	0.04	0.02	0.13	0.00	0.01	0.00	99.81
	97	py - 2	0.02	0.00	0.00	0.02	53.42	0.00	0.00	0.02	45.87	0.07	0.03	0.20	0.00	0.00	0.00	99.64
	97	py - 3	0.01	0.00	0.00	0.02	53.40	0.00	0.00	0.00	46.29	0.05	0.06	0.13	0.00	0.00	0.00	99.95
	97	py - 4	0.02	0.00	0.00	0.04	53.28	0.00	0.02	0.00	45.68	0.08	0.01	0.13	0.16	0.01	0.00	99.43
	97	py - 8	0.00	0.00	0.00	0.00	53.22	0.00	0.00	0.00	45.74	0.10	0.00	0.13	0.60	0.02	0.00	99.80
	98	py - 13	0.00	0.04	0.00	0.05	53.27	0.00	0.00	0.00	46.14	0.05	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	99.60
	98	py - 14	0.00	0.04	0.00	0.00	52.94	0.00	0.00	0.00	46.41	0.06	0.00	0.10	0.01	0.00	0.00	99.55
	98	py - 15	0.01	0.02	0.00	0.00	53.28	0.00	0.00	0.00	45.80	0.13	0.00	0.13	0.63	0.01	0.00	100.01
	98	py - 16	0.00	0.00	0.00	0.01	53.34	0.00	0.00	0.03	46.52	0.04	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	100.03
	98	py - 17	0.06	0.00	0.00	0.00	53.07	0.00	0.00	0.00	46.11	0.04	0.00	0.10	0.04	0.00	0.00	99.41
	98	py - 9	0.00	0.04	0.00	0.05	53.11	0.00	0.00	0.03	46.32	0.04	0.00	0.16	0.01	0.00	0.00	99.76
	105	py - 1	0.03	0.02	0.00	0.04	53.81	0.00	0.00	0.01	46.32	0.07	0.00	0.05	0.15	0.01	0.00	100.52
	105	py - 10	0.03	0.00	0.00	0.02	53.49	0.00	0.00	0.02	46.55	0.11	0.01	0.10	0.02	0.00	0.02	100.36
	105	py - 13	0.01	0.00	0.00	0.01	52.75	0.00	0.00	0.00	46.44	0.06	0.00	0.09	0.01	0.00	0.00	99.37
	105	py - 14	0.00	0.02	0.00	0.00	53.71	0.06	0.00	0.02	45.71	0.14	0.02	0.13	0.00	0.00	0.00	99.81
	105	py - 15	0.00	0.00	0.00	0.03	53.30	0.00	0.00	0.02	45.93	0.13	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	99.52
	105	py - 17	0.01	0.00	0.00	0.02	53.58	0.00	0.00	0.02	46.07	0.23	0.00	0.10	0.01	0.00	0.00	100.04
	105	py - 2	0.01	0.00	0.00	0.05	53.13	0.00	0.00	0.01	46.07	0.07	0.00	0.09	0.01	0.01	0.00	99.44
	95	cpy - 1	0.00	0.05	0.00	0.00	34.34	0.00	0.00	0.00	30.46	0.05	34.21	0.04	0.00	0.03	0.00	99.19
	98	gn - 1	0.00	0.00	0.00	0.03	13.15	84.80	0.00	0.07	2.74	0.00	0.03	0.08	0.03	0.05	0.00	100.99

Apêndice 9 - EPMA data for sulphide of the Lagoa Seca deposit.

Alteration (Type)	Sample	(# analysis)	As	Zn	Ga	Se	S	Pb	Bi	Cd	Fe	Co	Cu	Mo	Ni	Ag	Au	Total
Proximal (potassic)	96	1	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.08	0.30	0.00	0.02	0.02	0.12	12.84	86.24	99.67
	96	2	0.00	0.02	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.05	0.30	0.00	0.03	0.13	0.04	13.24	86.44	100.33
	96	11	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.91	0.02	0.03	0.75	0.05	11.25	86.08	99.15
	96	12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.11	0.07	1.22	0.00	0.03	0.63	0.01	11.89	85.90	99.85
	96	13	0.02	0.00	0.00	0.03	0.15	0.00	0.00	0.05	0.94	0.00	0.00	0.19	0.00	13.09	86.93	101.41
Ore (sulphide-gold)	95	12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.56	0.05	0.03	0.80	0.00	8.97	89.15	99.61
	95	16	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.48	0.03	0.00	0.84	0.01	8.83	89.97	100.20
	95	18	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.76	0.01	8.69	89.71	99.23
	95	19	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.02	0.05	0.05	0.00	0.83	0.01	8.76	89.44	99.27
	95	20	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0.15	0.03	0.01	0.77	0.01	8.70	89.76	99.53
	95	26	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.41	0.03	0.00	0.82	0.00	8.83	89.17	99.33

Apêndice 10 - EPMA data for gold of the Lagoa Seca deposit.